

УДК 551.214(265)

## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЙОТОВ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР ТИХОГО ОКЕАНА

В. А. Рашидов<sup>1</sup>, Э. Б. Невретдинов<sup>2</sup>, Селянгин О. Б.<sup>3</sup>, Эр. Б. Невретдинов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН, 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пуйна 9. Факс: (41522)59130; e-mail: [rashidva@kcs.iks.ru](mailto:rashidva@kcs.iks.ru);

<sup>2</sup>Камчатский областной краеведческий музей, 683000, Петропавловск-Камчатский, ул. Ленинская 20.

<sup>3</sup>Научно-исследовательский геотехнологический центр, 683002, Петропавловск-Камчатский, Северо-Восточное шоссе, 30.

В работе обобщены как собственные оригинальные данные, так и все доступные авторам материалы, полученные при изучении гайотов Магеллановых гор отечественными и зарубежными исследователями. Магеллановы горы представляют собой протяженную дугообразную цепь подводных гор, в основном, гайотов, в средней части Восточно-Марианской котловины. Гайоты возвышаются над относительно ровным дном Восточно-Марианской котловины с глубинами ~ 5500–6000 м на высоту до 4500–4800 м и достигают глубинных отметок 1300–1200 м.

В 80-х – 90-х годах XX века Магеллановы горы становятся объектом непрерывных исследований как отечественных, так и зарубежных ученых. В первую очередь, это связано с тем, что на склонах и вершинах Магеллановых гор были обнаружены значительные скопления железомарганцевых корок и конкреций.

Гайоты Магеллановых гор, имея некоторые сходные черты, существенно отличаются друг от друга по своему геологическому строению, времени образования и длительности проявления вулканической деятельности. Степень изученности гайотов Магеллановых гор крайне неравномерна. Детально исследованы гайоты Ита-Майтаи, ИОАН, Дальморгео, Роскомнедра, Вулканолог, ТИГ, Хемлер, подводная гора Химу. Менее изучены гайоты Находка, ИМГиГ, ТОИ, ДВГИ, подводные горы D-4 и Голден Драгон. Изученность гайотов МА-3, МА-4, МА-10, МА-11, МА-27, МА-29, МА-31 и МА-38 крайне слабая.

Абсолютный возраст пород определен для подводных гор Голден Драгон, Химу и D-4, а также гайотов Хемлер, Дальморгео, Находка, ИОАН и Ита-Майтаи.

Гайоты Магеллановых гор являются перспективными для добычи таких элементов как марганец, никель и кобальт.

Само название «Магеллановы горы» было предложено Р.С. Дитцем (Dietz, 1954) для группы подводных гор, располагающихся к востоку от Марианского желоба. Такого же мнения о применении этого географического названия придерживался и Г.У. Менард (1966). Позже Г.Б. Удинцев (1972) предложил оставить название «Магеллановы горы» лишь для горного массива в районе 17°с.ш. и 152°в.д. Однако, очевидное геоморфологическое и структурное единство всей горной системы и все многочисленные последующие исследования подтвердили правильность применения географического названия «Магеллановы горы» в трактовке Р.С. Дитца (Dietz, 1954).

Магеллановы горы представляют собой протяженную дугообразную цепь подводных гор, в основном, гайотов, в средней части Восточно-Марианской котловины, простирающуюся на 1100 км от Марианского желоба к северо-востоку, востоку, а затем и к юго-западу, в направлении восточного окончания Каролинского вала (рис. 1). Гайоты возвышаются над относительно ровным дном Восточно-Марианской котловины с глубинами ~ 5500 – 6000 м на высоту до 4500 – 4800 м и достигают глубинных отметок 1300 – 1200 м.

До глубинных отметок ~ 1600 м вершины гайотов гладкие и осложнены лишь одиночными холмами и грядами с относительной высотой 50-

200 м. На больших глубинах они становятся более расчлененными. Вершины гайотов субгоризонтальны, а их диаметр достигает 50 км. Крутизна склонов гайотов нередко превышает 45°. В привершинной части склоны вогнутые, а у основания построек – часто обрамлены пологими или холмистыми шлейфами (Сваричевский, 1993).

В 80-х – 90-х годах XX века Магеллановы горы становятся объектом непрерывных исследований как отечественных, так и зарубежных ученых (Андреев, 1989; Васильев, Евланов, 1989; Гайоты..., 1995;

Говоров и др. 1994; Голубева, 2001; Железо-марганцевые..., 1990; Жигулев и др. 1988; Задорнов и др. 1988; Зоненшайн и др., 1987; Маракушев, 2000; Матвеевков, Седов, 1996; Мельников, Пуляева, 1994; Петрологические..., 1996; Сваричевский, 1993; Федоров, 1988; Handschumacher et al., 1988; Koppers, 1998; Koppers et al., 1998, 2000, 2001; Sager, 1988; Sager, Pringle, 1988; Sager et al., 1998). В первую очередь, это связано с тем, что на склонах и вершинах Магеллановых гор были обнаружены значительные скопления железомарганцевых образований (рис. 2).

Магеллановы горы изучались в экспедициях АН СССР: в 1 (1983 г.), 10 (1986) и 13 (1988 г.) рейсах НИС «Академик Александр Несмеянов», в 9 (1984-1985 гг.) рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» с использованием глубоководных подводных обитаемых аппаратов «Пайсис», в 13 (1986 г.) рейсе НИС «Вулканолог». В исследованиях принимали участие сотрудники Института океанологии АН СССР, а также институтов ДВО РАН: ТОИ, ДВГИ, ИМГи Г, Института географии, СВКНИИ и Института вулканологии.

В 1986 г. на одном из гайотов центральной части Магеллановых гор в рейсе ВНИРО было выполнено погружение на обитаемом аппарате «Север-2» (Федоров, 1988).

В 1987-93 гг. ПО Дальморгеология Мингео СССР в районе Магеллановых гор выполнено 8 рейсов на НИС «Морской геолог», «Север», «Севморгеология» (переименованном впоследствии в «Дальморгеология»), «Профессор Федынский» и «Геолог Петр Андропов», направленных непосредственно на изучение железомарганцевых образований подводных гор.

Иностранцами коллегами в районе Магеллановых гор были проведены: в 1971 г. рейс НИС «Томас Вашингтон», в 1981 году рейс Гавайского института геофизики, в 1985 г. 2610 рейс НИС «Конрад» и шесть экспедиций Смитсоновского института океанографии. В это же время гайоты Магеллановых

гор приобретают собственные названия, причем, часто, различные для одного и того же гайота. Нам удалось сопоставить предложенные названия гайотов, приведенные в отечественных и зарубежных литературных источниках (табл. 1).

Следует отметить, что первые комплексные вулканологические исследования на гайотах МГАЛ 1 и МГАЛ 2 (ТИГ) были выполнены в 13 рейсе НИС «Вулканолог», в честь которого предлагаем присвоить гайоту МГАЛ 1 название «Вулканолог».

В рейсах специализированного судна «Гломар Челенджер» в районе Магеллановых гор пробурены скважины глубоководного бурения 199, 200, 201, 202, 452А и 585, а в рейсе специализированного судна «Гломар Эксплорер» - скважины 800, 801 и 802 (Initial..., 1973, 1982, 1985, 1990; Joides Journal, 1990) (рис. 1).

Скважина 199 располагается между гайотами Ита-Майтаи и ИОАН на ложе Восточно-Марианской котловины. Скважины 200-202 пробурены на вершине гайота Ита-Майтаи, скважина 585 - на абиссальной равнине вблизи этого гайота, а скважина 802 - к юго-западу от него. Скважина 800, расположенная севернее Магеллановых гор, пробурена в пределах магнитной аномалии М-33. Скважина 801 расположена северо-восточнее гайота Дальморгео, а скважина 802 находится в пределах магнитной аномалии М-37 к юго-западу от гайота Ита-Майтаи.

В скважине 199 (координаты: 13°30.8' с. ш. и 156°10.3' в.д.) из-под фораминиферовых известняков кампанского возраста в керне скважины были подняты вулканические туфы. Фундамент ложа котловины не был достигнут.

В скважине 200 (12°50.2' с.ш. и 156°47.0' в.д.), в интервале глубин 0 – 114 м, вскрыта миоцен-четвертичная толща глобигериновых песков. В скважине 200А, пройденной, как дублирующей, в этой же точке, в интервале глубин 122-132 м вскрыты глобигериновые песчаники ранне-эоценового возраста с большим количеством планктонных фораминифер.

В скважине 201 (12°50.2' с.ш. и 156°47.0' в.д.) отбор керна не проводился.

В скважине 202 (12°48.9' с.ш. и 156°57.2' в.д.) верхние 58 м пройдены в плейстоценовых фораминиферовых песках. В интервале 65-74 м залегает среднеэоценовый фораминиферный ил, а в интервале 74-106 м лежат оолитовые известняки. Под ними, на глубине 115-125 м, находятся коралловые пески (Рудич, 1984; Initial..., 1973).

Скважина 452а (координаты: 17°40.17' с. ш. и 148°37.75' в.д.) прошла в верхней части разреза 46.5 м неоген-четвертичных глин, в том числе 25 м пелагических глин и 21.5 м радиоляриевых камнегрязевых отложений, кремнистых

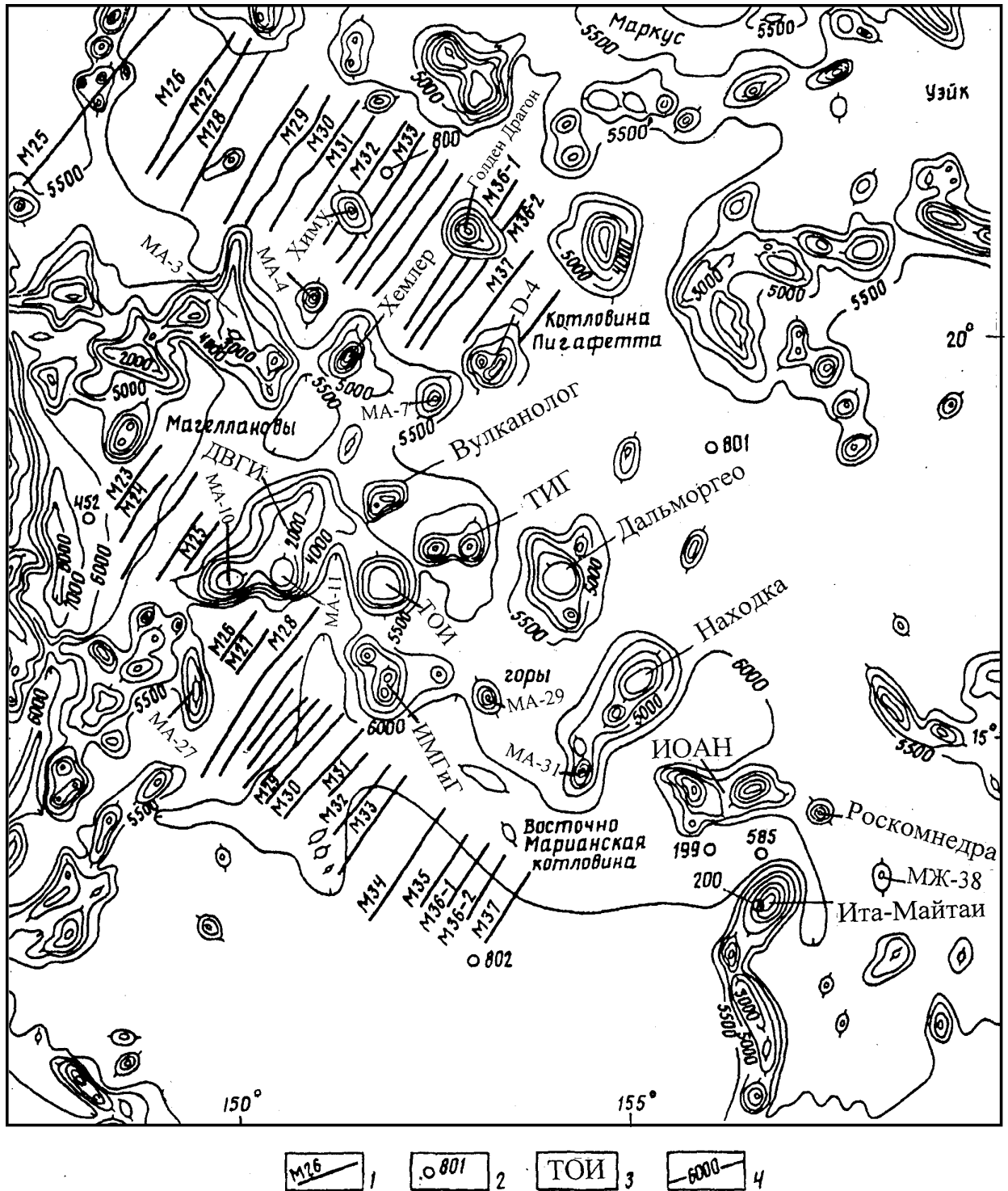
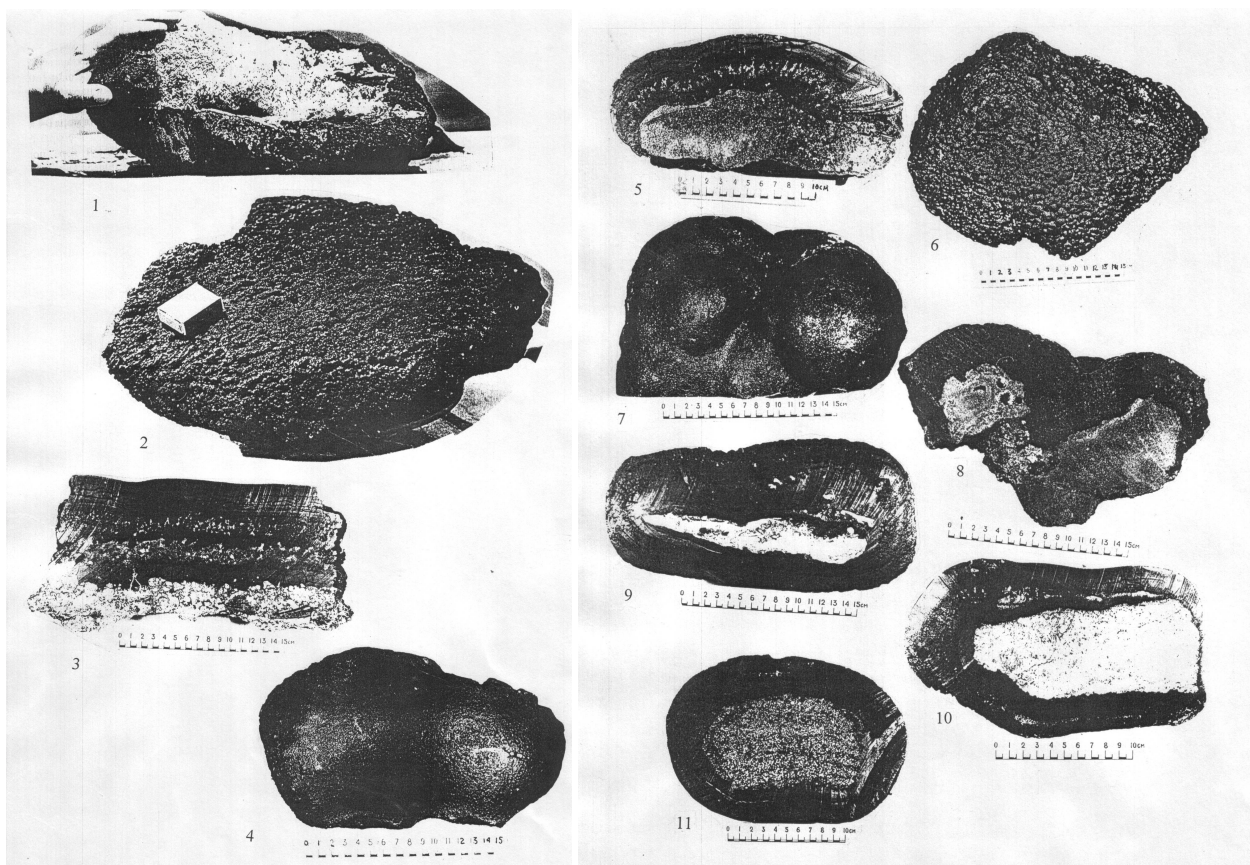


Рис. 1. Обзорная схема Магеллановых гор. 1 – оси инверсионных магнитных аномалий и их номера; 2 – скважины глубоководного бурения и их номера; 3 – названия гайотов и подводных гор; 4 – изобаты, м. Схема составлена с использованием данных (Брусиловский и др., 19926).

известняков и сланцев. Они ложатся с крупным стратиграфическим несогласием и разрывом на верхнемеловые (кампанские) радиоляриевые алевролиты с прослоями и линзами кремней (Рудич, 1984; Initial..., 1982). В неогеновых слоях

керна скважины отсутствует какой-либо вулканокластический материал. По данным сейсмостратиграфии, толща меловых отложений имеет мощность 400 – 600 м и залегает на базальтовом основании, для которого определена



**Рис. 2.** Железомарганцевые образования гейзотов Магеллановых гор. 1, 2 – гейзот Вулканолог. Кобальтомарганцевая корка на рифогенном известняке; 3-11 – гейзот Дальморгео: 3, 4 – кобальтомарганцевая корка на гиалокластите, 5-8 – кобальтомарганцевая корка на базальте, 9-11 – корково-конкреционные образования.

линейная магнитная аномалия М-21 с возрастом 151 млн. лет. Мощность земной коры здесь составляет 6.8 км и близка к средней мощности для районов Тихого океана с наиболее молодой корой.

Скважина 585 (13°29.00' с.ш. и 156°48.91' в.д.) прошла через кампан-маастрихтские турбидитовые прослои вулканических туфов и гиалокластитов (Initial..., 1985). В интервале глубин 590-893 м пройдена мощная толща турбидитов, имеющих апт-альбский возраст. Эта толща содержит гальку трахитов, щелочных базальтов и вулканические пески. Видимо, именно в апт-альбское время на Магеллановых горах произошла крупная вспышка вулканизма (Железо-марганцевые, 1990). Фундамент ложа котловины этой скважиной также достигнут не был. По сейсмическим данным мощность осадочного чехла в районе скважины 585 достигает 1200 м

В скважине 800 (21°55.38' с.ш. и 152°19.37' в.д.) опробованы гиалокластиты, возраст которых определен интервалом 125-144 млн. лет (Initial..., 1990; Joides Journal, 1990).

В скважине 801 (18°38.57' с.ш. и 156°21.57' в.д.) верхние 56 м пройдены в пелагических глинах. Ниже по разрезу залегают радиоляриевые известняки, имеющие возрастную оценку ~ 163 млн. лет. Под ними залегают базальты (потоки, пиллоу-лавы), возраст которых древнее 170 млн. лет (Initial..., 1990; Joides Journal, 1990).

В скважине 802 (12°5.7' с.ш. и 153°12.6' в.д.) вскрыты известняки, возраст которых определен в интервале 91-116 млн. лет. Под ними залегают экструзивные базальты (Initial..., 1990; Joides Journal, 1990).

Для района Магеллановых гор характерно «нормальное» осадконакопление с биогенным карбонатным материалом на глубинах менее 3900 – 4000 м, смешанный характер осадков с колебаниями карбонатности в зоне карбонатной компенсации и глубоководные «красные» глины на глубинах более 4000 м.

В районе Магеллановых гор отработаны два сейсмологические профиля (Asada, 1984; Asada, Shimamura, 1976, 1979). При интерпретации полученных данных были выявлены: существенная анизотропия скоростей в литосфере и

Таблица 1. Название гайотов Магеллановых гор

№. п.п.	Название гайота	Координаты центра вершины, в.д., с.ш.	Синонимы	Литературные источники
1	2	3	4	5
1	Голден Драгон	21°20' 153°10'	Golden Dragon	Ozima et al., 1983; Sager, Pringle, 1998; Sager et al., 1998; Staudigel et al., 1991
2	Химу	21°36' 150°42'	Himu	Ozima et al., 1983; Sager W.W., Pringle, 1998; Sager et al., 1998; Smith et al., 1989; Staudigel et al., 1991
3	МА-3	20°00' 150°10'		Хешберг и др., 2002
4	МА-4	20°30' 151°15'		Хешберг и др., 2002
5	Хемлер	19°46' 151°42'	Hemler, MA-5	Хешберг и др., 2002; Ozima et al., 1983; Sager W.W., Pringle, 1998; Sager et al., 1998; Staudigel
6	D-4	19°38' 153°22'		Хешберг и др., 2002; Ozima et al., 1983; Sager et al., 1998
7	МА-7	19°14' 152°42'	МА-6	Хешберг и др., 2002
8	ДВГИ	17°50' 151°00'	МА-8	Гайоты..., 1995; Петрологические..., 1966; Хешберг и др., 2002
9	Вулканолог	18°00' 152°00'	МАГЛ1, MAGL1, MA-9	Брусилловский и др., 1992а, Брусилловский и др., 1992б; Брусилловский, Соколов, 1992; Хешберг и др., 2002
10	МА-10	17°00' 150°00'		Хешберг и др., 2002
11	МА-11	17°00' 150°40'		Хешберг и др., 2002
12	ТОИ	16°54' 152°00'	МА-13	Гайоты..., 1995; Петрологические..., 1996; Хешберг и др., 2002
13	ТИГ	17°20' 153°00'	МАГЛ2, MAGL2, MA-14	Брусилловский и др., 1992а, Брусилловский и др., 1992б; Брусилловский, Соколов, 1992; Хешберг и др., 2002
14	ИМГиГ	15°40' 152°00'	МА-25	
15	Дальморгео	17°00' 154°20'	Дальморгеология, MA-15, МАГЛ 3, Vlinder.	Гайоты..., 1995; Задорнов и др., 1988; Петрологические... 1996; Хешберг и др., 1999; Хешберг и др., 2002; Школьник и др., 1996; Школьник и др., 2000; Школьник и др., 2001; Koppers 2001; Koppers et al., 1998; Koppers et al., 2000;
	Ома-Влиндер	16°34' 154°26'	Ома Vlinder.	
16	Находка	15°42' 155°14'	МА-30, МАГЛ 4, SM1, Pako	Брусилловский и др., 1992а, Брусилловский и др., 1992в; Брусилловский, Соколов, 1992; Гайоты..., 1995; Петрологические..., 1966; Хешберг и др., 2002; Koppers, 1998; Koppers et al., 1998
17	МА-27	15°36' 149°36'		Хешберг и др., 2002
18	МА-29	15°30' 153°14'		Хешберг и др., 2002
19	ИОАН	14°05' 156°12'	МЖ-35, Ioah.	Богданов и др., 1987; Гайоты..., 1995; Железо-марганцевые..., 1990; Задорнов и др., 1988; Казьмин и др., 1987; Петрологические..., 1966; Пуляева, 1999; Хешберг и др., 2002; Школьник и др., 1996; Школьник и др., 2001; Koppers, 1998
20	МА-31	14°46' 154°30'		Хешберг и др., 2002
21	Роскомнедра	13°55' 157°25'	МЖ-36	Пуляева, 1999; Хешберг и др., 1999; Хешберг и др., 2002; Школьник и др., 2001
22	Ита-Майтаи	12°40' 157°00'	Ита-Май-Тай, Ита-Май-Таи, Ита-Маитаи, Ита-Маитаи, МЖ-37 и Ita Mai Tai	Богданов и др., 1987; Гайоты..., 1995; Голубева, 2001; Задорнов и др., 1988; Казьмин и др., 1987; Петрологические..., 1966; Пуляева, 1999; Хешберг и др., 2002; Школьник и др., 1996; Школьник и др., 2001; Koppers, 1998; Koppers, et al. 1998; Wedgeworth, 1987
23	МЖ-38	13°56' 157°40'		Хешберг и др., 2002

максимальные скорости распространения упругих волн в меридиональном направлении. На глубине около 80 км под Магеллановыми горами был определен слой мощностью около 40 км, с пониженной скоростью Р-волны ( $V_p = 8.4$  км/с).

По данным (Кулаков и др., 1987), Магеллановы горы в области от гайота ДВГИ до гайота ИОАН представляют собой магматогенную морфоструктуру центрального типа (МЦТ), с радиально-концентрической системой линеаментов, определяющих основные черты ее строения. МЦТ пересекается трансрегиональным глубинным линеаментом древнего заложения, имеющим субширотное простираие и протягивающимся до района поднятия Маркус-Неккер.

Геофизические исследования, выполненные в 10 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (Жигулев и др., 1988; Кулаков и др., 1987), показали, что часть Магеллановых гор образует структуру в виде полукольца. Мощность осадочного чехла на плоских вершинах гайотов изменяется в диапазоне 50 – 300 м. Гайоты асимметричны: восточные склоны являются более пологими, чем западные, которые осложнены уступами сбросового характера. Вершины пограничных с Восточно-Марианской котловиной гайотов имеют незначительный наклон в сторону последней. Все это, по мнению (Жигулев и др., 1988), свидетельствует о том, что после своего формирования пограничные гайоты претерпели наклон в сторону котловины, скорее всего, в результате ее опускания. Однако каждый гайот имеет свой угол наклона вершины, что, вероятнее всего, свидетельствует о локальности деформации (Геотраверс Китай..., 1991; Геотраверс Северо..., 1991).

К крупным гайотам Магеллановых гор, как правило, приурочены отрицательные аномалии гравитационного поля в редукции Буге (Кулаков и др., 1987). Скорее всего, это обусловлено тем, что гайоты сложены вулканогенными породами пониженной плотности. Седловины и впадины между гайотами выражены положительными аномалиями.

В гравитационном поле в редукции свободного воздуха гайотам соответствуют положительные аномалии (Жигулев и др., 1988). К подножию гайотов приурочены отрицательные значения гравитационного поля, а в районе абиссальной части Восточно-Марианской котловины отмечены нулевые значения гравитационного поля. Повидимому, гайоты Магеллановых гор являются изостатически нескомпенсированными горными сооружениями.

В магнитном поле гайоты отображаются интенсивными, до 900 нТл, отрицательными аномалиями, осложненными положительными пиками над вершинами гайотов (Жигулев и др., 1988; Кулаков и др., 1987). Вероятно, такой характер магнитного поля обусловлен тем, что гайоты Магеллановых гор образовались в меловое время. Седловины и впадины между гайотами выражены в магнитном поле положительными аномалиями. В районе абиссальной части Восточно-Марианской котловины отмечены нулевые значения магнитного поля и его спокойный характер.

По мнению (Кулаков и др., 1987), вулканические сооружения Магеллановых гор возникли и развивались в меловое время, в связи с активизацией трансрегионального линеамента Маркус-Неккер, находившегося, видимо, в режиме растяжения. В седловинах и впадинах между гайотами по радиальным и транзитным разломам могли быть сформированы глубинные интрузии, породы которых обладают повышенными плотностью и намагниченностью.

В 13 рейсе НИС «Вулканолог» в районе Магеллановых гор были выполнены 5 станций измерения теплового потока (Геотраверс Китай..., 1991; Геотраверс Северо..., 1991; Муравьев и др., 1988). Установленная величина теплового потока (около 50 мВт/м<sup>2</sup>) указывает на отсутствие в этом районе вулканической активности в кайнозой. Это подтверждается и тем, что верхнемеловые осадки облекают основания гайотов.

## СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

В северной части подводных гор Магеллана были изучены гайот Хемлер и подводные горы Химу, Голден Драгон и D-4 (Ozima et al., 1983; Sager, Pringle, 1988; Sager et al., 1998; Smith et al., 1989; Smoot, 1983; Staudigel et al., 1991).

Гора Химу расположена за пределами магнитной аномалии М-33, а гайот Хемлер – вблизи аномалии М-36. Возраст морского дна под горой Химу – 162 млн. лет, а под гайотом Хемлер – 165 млн. лет (Smith et al., 1989).

В сентябре 1985 г. в рейсе 2610 НИС «Конрад» были отработаны 2 драги на подводной горе Химу и 4 - на гайоте Хемлер. На горе Химу драгированы преимущественно подушечные базальты, в то время как на гайоте Хемлер были опробованы не только подводные вулканокласты, но и карбонаты. Все породы покрыты Fe-Mn окислами (Smith et al., 1989).

**Подводная гора Химу.** Здесь подняты пиллоубазальты, покрытые Fe-Mn коркой, мощностью 1-4 см. Драгированные базальты варьируют по структурам от афировых до обильно амфибол-клинопироксен-порфирировых. Встречены трахибазальты. Все породы очень изменены, во вторичных минеральных ассоциациях доминируют смектиты, встречаются цеолиты и опак. Образцы, поднятые с подводной горы Химу, относятся к серии щелочных базальтов.

**Гайот Хемлер.** Здесь подняты подушечные лавы, покрытые Fe-Mn коркой. Базальты, в основном, афировые, иногда с микрофенокристаллами клинопироксена и эвгедрального оливина. Клинопироксены в породах гайота Хемлер содержат меньше Ti, чем клинопироксены в породах подводной горы Химу. Структура образцов варьирует от интерсертальной до субофитовой, образцы сильно изменены. Встречены также оливинные базальты. Вулканокластиты включают хорошо сортированные лапилли, гиалокластиты, брекчии из фрагментов подушек. Все эффузивы представлены щелочными базальтами с фенокристаллами клинопироксена, оливина и основного плагиоклаза. Они варьируют от анкарамитов, содержащих во вкрапленниках до 25 % титано-авгита и 15 % оливина, до гавайитов. Встречены клинопироксен-плагиоклазовые базальты. С северного склона гайота Хемлера подняты базальты и вулканокластиты.

Образцы, опробованные на подводной горе Химу и гайоте Хемлер, характерны для обстановок проявления щелочных океанических базальтов. Породы подводной горы Химу более щелочные, чем породы гайота Хемлер. Драгированные образцы, по-видимому, отражают постэрозионную щелочную стадию развития океанических вулканов. Поднят один образец, с крупными нефелиновыми фенокристаллами, представляющий, возможно, «позднюю нефелиновую стадию» их эволюции.

Для определения возраста по K-Ar методу проанализированы по два образца с подводной горы Химу и гайота Хемлер (Smit et al., 1989). Для первой возраст пород определен как  $119.6 \pm 0.6$  млн. лет, а для второго - как  $100.1 \pm 0.5$  млн. лет (табл. 2).

Выполненное гравиметрическое моделирование показало, что для подводной горы Химу лучшее совпадение в изостатической редукции модельных кривых с наблюдаемыми значениями гравитационного поля получается при плотности

нагрузки  $2.6 \text{ г/см}^3$  и при эластичной плотности литосферы  $T_e = 10$  км. Анализ результатов моделирования указывает также на возможное наличие гиалокластитов в верхних этажах постройки и тел габбро на юго-восточном склоне. Для гайота Хемлер наилучшее совпадение достигается при  $T_e = 154$  км и плотности нагрузки  $2.8 \text{ г/см}^3$  (Smith et al., 1989).

Литосфера в районе подводной горы Химу и гайота Хемлер имеет избыток тепла на меньших глубинных уровнях, чем литосфера под «классическими» горячими точками типа Гавайев.

Возраст 74 млн. лет определен для пород, драгированных с подводной горы D-4 (Ozima et al., 1983; Sager et al., 1998), а 95 млн. лет – для пород с подводной горы Голден Драгон (Sager, Pringle, 1988; Staudigel et al., 1991) (табл. 2).

## ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

Эта группа подводных гор включает в себя гайоты Вулканолог, ТИГ, ТОИ, ДВГИ, гайот МА-11, ИМГиГ, Дальморгео. По мнению некоторых исследователей (Кулаков и др., 1987), она может трактоваться как единая морфоструктура центрального типа. При геологическом опробовании гайотов этой части подводных гор Магеллана были подняты оливинные базальты, анкарамиты, долериты, витробазальты; оливин-пироксен-плагиофировые базальты, оливин-плагиофировые базальты и витробазальты; плагиофировые базальты, витробазальты и долериты; афировые базальты и витробазальты; гавайиты, муджереиты и бенморейты. Широко представлены агломератовые лавы и брекчии, менее – гиалокластические брекчии. Встречаются туфы базальтов (Васильев и др., 1985; Гайоты..., 1995).

**Гайот Вулканолог** был исследован в 13 рейсе НИС «Вулканолог» (Шкира, 1990). Он состоит из двух плосковершинных построек, расположенных на расстоянии 18 км друг от друга и имеющих общее основание овальной формы (рис. 3). Диаметр гайота, по изобате 5000 м, около 50 км. Плоские вершины расположены на глубинах 1200 м и 1380 м. Сходные значения глубин были получены несколько позднее, в 10 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (Кулаков и др., 1987). Седловина между вершинами располагается на глубине ~ 2000 м и имеет субширотное простираение. Склоны гайота осложнены большим

Таблица 2. Абсолютный возраст гайотов Магеллановых гор

№ п. п.	Название гайота	Координаты драги или точки отбора образца, в.д., с.ш.	Интервал драгирования (глубина отбора), м	Порода	Возраст, млн. лет	Средне значение возраста, млн. лет	Способ определени возраста
1	2	3	3	5	6	7	8
1	Голден Драгон	21°18'; 153°12'		анкарамит	95	95	Ar/Ar
2	Химу	21°42'; 151°42'	4500-3440	щелочной базальт	121.0 ± 0.8	121.0 ± 0.8	Ar/Ar
			4500-3440	щелочной базальт	120.2 ± 0.8		Ar/Ar
			4500-3440		120.5 ± 2.6		Ar/Ar
			4500-3440		120.2 ± 1.0		Ar/Ar
			4500-3440		117.3 ± 1.0		Ar/Ar
			4500-3440		120.5 ± 0.9		Ar/Ar
			4500-3440		118.4 ± 1.3	Ar/Ar	
			4500-3440	щелочной базальт	119.3 ± 0.8	119.5 ± 0.8	Ar/Ar
			4500-3440		119.6 ± 0.8		Ar/Ar
3	Хемлер	19°33'; 151°34'	3950-2510	щелочной базальт	98.8 ± 0.7	99.5 ± 0.6	Ar/Ar
			3950-2510		100.4 ± 0.7		Ar/Ar
			3950-2510		100.1 ± 0.8		Ar/Ar
			3950-2510		99.4 ± 0.8		Ar/Ar
			3950-2510		99.1 ± 0.9		Ar/Ar
			3950-2510		99.4 ± 1.0		Ar/Ar
			3950-2510		99.5 ± 1.3		Ar/Ar
			3950-2510		100.4 ± 1.5		Ar/Ar
			3950-2510		щелочной базальт		99.6 ± 0.9
			3950-2510		102.2 ± 1.3	Ar/Ar	
			3950-2510		101.0 ± 0.9	Ar/Ar	
			4	D-4	19°30'; 153°36'		щелочной базальт



Продолжение таблицы 2

1	2	3	3	5	6	7	8
5	Дальморгео						
	Основная постройка	17°12'; 154°18'	2200	гавайит	92.3 ± 1.7	94.8 ± 1.2	Ar/Ar
			2200		95.0 ± 0.7		Ar/Ar
			2200		95.4 ± 1.5		Ar/Ar
			2200	щелочной базальт	96.6 ± 0.7		Ar/Ar
	Ома -Влиндер	16°24'; 154°21'	3400	гавайит	95.6 ± 0.7	94.5 ± 1.5	Ar/Ar
			3400		93.3 ± 2.2		Ar/Ar
	Пьедестал: С-3 часть	17°01.8'; 154°04.2'	2400	базанит	100.2 ± 0.4	102.2 ± 0.4	Ar/Ar
		16°58.8'; 154°01.2'	3100	базанит	102.4 ± 0.5	102.0 ± 0.6	Ar/Ar
			3100		101.6 ± 0.6		Ar/Ar
	Вершинное плато		1200	базанит	15.0 ± 2.0	15.0 ± 2.0	K-Ar
	Основная постройка.		3500-1200	трахиандезит, плагиобазальт	от 36 до 95 15 определений	63	K-Ar
6	Находка	15°52.8'; 155°09'	2025	гавайит	90.9 ± 0.5	90.9 ± 0.5	Ar/Ar
		15°30'; 155°1.2'	1600	гавайит	91.2 ± 0.4	91.8 ± 0.6	Ar/Ar
			1600		92.3 ± 0.7		Ar/Ar
7	ИОАН	14°7.8'; 155°09'	4000	гавайит	88.5 ± 0.7	88.5 ± 0.7	Ar/Ar
		14°10.8'; 155°58.8'	1600		86.7 ± 0.4	86.7 ± 0.4	Ar/Ar
8	Ита-Майгаи	12°58.8'; 156°40.8'	4000	гавайит	120.0 ± 0.8	120.0 ± 0.9	Ar/Ar
			4000		117.9 ± 0.9		Ar/Ar
	12°58.2'; 156°45'	2700	гавайит	118.5 ± 0.8	118.3 ± 0.8	Ar/Ar	
		2700		118.0 ± 0.7		Ar/Ar	

количеством мелких возвышенностей - вероятно, побочных вулканических конусов, имеющих относительную высоту до нескольких сотен метров. Судя по результатам интерпретации данных непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), склоны гайота сложены плотными вулканическими породами, а в своих верхних частях они перекрыты плотными рифогенными известняками. На вершине гайота обнаружены останцы древних коралловых построек. Там же, в отличие от работы (Гайоты, 1995), отмечены линзы стратифицированных осадков, видимо, лагунного происхождения (Шкира, 1990).

Гайот расположен в области развития отрицательного магнитного поля, и только на его северном и южном склонах отмечены положительные значения (рис. 4). Интенсивность отрицательных аномалий над плоскими вершинами построек достигает 1000–1200 нТл. Интенсивность положительной аномалии на северном склоне гайота - 400 нТл, а на южном - 100 нТл. Магнитные аномалии, зафиксированные над этим гайотом, имеют обратную полярность. Столь интенсивные аномалии магнитного поля могут быть вызваны лишь вулканическими породами, слагающими ядро гайота, а рифогенные известняки и Fe-Mn корки, широко развитые в пределах гайота, существенного влияния на структуру магнитного поля не оказывают.

Аналогичная структура аномального магнитного поля над гайотом Вулканолог была отмечена позднее, при проведении исследований на судах Мингео СССР (Брусиловский и др., 1992а, 1992б; Брусиловский, Соколов, 1992). Возраст формирования гайота Вулканолог, определенный по результатам магнитного моделирования, приходится на границу обратной полярности баррем-готтерив и составляет 123-127 млн. лет (Брусиловский и др., 1992а, 1992б; Брусиловский, Соколов, 1992).

При драгировании, выполненном в 13 рейсе НИС «Вулканолог», с вершин гайота были подняты только обломки рифогенных известняков и облегающих их мощных, до 12-15 см, черных Fe-Mn корок. Корки имеют зональное строение с плотной стеклообразной, смоляно-блестящей внутренней частью и трубчато-пористой - внешней. Микрорельеф поверхности корок характеризуется псевдонатечными, грибкообразными, почковидными или мелкобугристыми формами с рыхлым сажистым налетом. Химический состав Fe-Mn корки, поднятой на западной вершине гайота Вулканолог, представлен в таблице 3.

Относительная скудость поднятого драгами материала и доминирующая в нем роль Fe-Mn корок создают впечатление полного обрастания и заглаживания ими вершин построек.

Гайот ТИГ был обследован в 13 рейсе НИС «Вулканолог» (Шкира, 1990), 10 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (Кулаков и др., 1987) и в экспедициях, выполненных на судах Мингео СССР (Брусиловский и др., 1992а, 1992б; Брусиловский, Соколов, 1992). Он состоит из двух плосковершинных построек, расположенных на расстоянии 40 км друг от друга (рис. 3). Вершины расположены на глубинах 1360 м и 1180 м. Сходные значения глубин были получены позднее, в 10 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (Кулаков и др., 1987). Плоские вершины построек имеют треугольную форму и размеры в поперечнике - 14-19 км. Седловина между вершинами располагается на глубине ~ 3500 м и имеет субмеридиональное простирание. Склоны гайота расчленены процессами подводной эрозии и осложнены большим количеством мелких возвышенностей, вероятно, побочных вулканических конусов, имеющих относительную высоту до первых сотен метров. По данным НСП, склоны гайота сложены плотными вулканическими породами, а в своих верхних частях они перекрыты плотными рифогенными известняками. На вершине гайота обнаружены останцы древних коралловых построек. Там же отмечены линзы стратифицированных осадков, видимо, лагунного происхождения (Шкира, 1990). Наличие рыхлых осадков на плоских вершинах построек отмечено и в работе (Гайоты..., 1995).

Гайот расположен в области отрицательного магнитного поля, и только на его северном и южном склоне отмечены положительные значения (рис. 4). Интенсивность отрицательных аномалий над плоскими вершинами построек достигает 400–600 нТл, а над седловиной - 800 нТл. Интенсивность положительной аномалии на северном склоне гайота достигает 200 нТл, а на южном - 100 нТл. Магнитные аномалии, зафиксированные над этим гайотом, имеют обратную полярность. Структура аномального магнитного поля гайота ТИГ определяется вулканическими породами, слагающими ядро гайота.

Аналогичная структура аномального магнитного поля над гайотом ТИГ была отмечена и в 10 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (Жигулев и др., 1988), и при проведении исследований на судах Мингео СССР

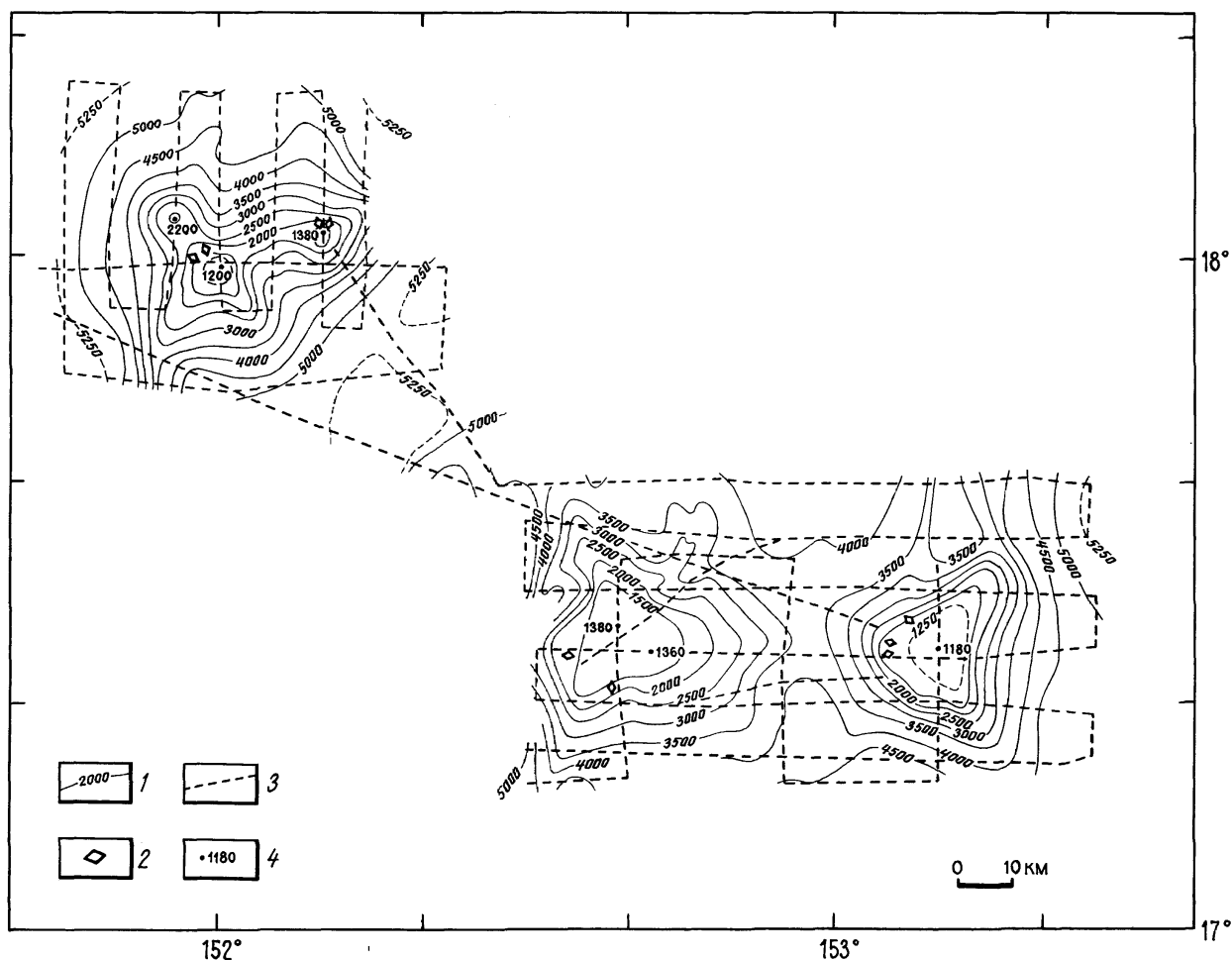


Рис. 3. Батиметрическая схема гайотов Вулканолог и ТИГ. 1 – изобаты, м; 2 – драги; 3 – галсы; 4 – минимальные глубины на вершинах гайотов.

(Брусилковский и др., 1992а, 1992б; Брусилковский, Соколов, 1992). Время формирования гайота ТИГ, определенное по результатам магнитного моделирования, приходится на границу обратной полярности баррем-готтерив и составляет 123-127 млн. лет (Брусилковский и др., 1992а, 1992б; Брусилковский, Соколов, 1992).

В гравитационном поле в редукции свободного воздуха западной постройке гайота ТИГ соответствует положительная аномалия (Жигулев и др., 1988).

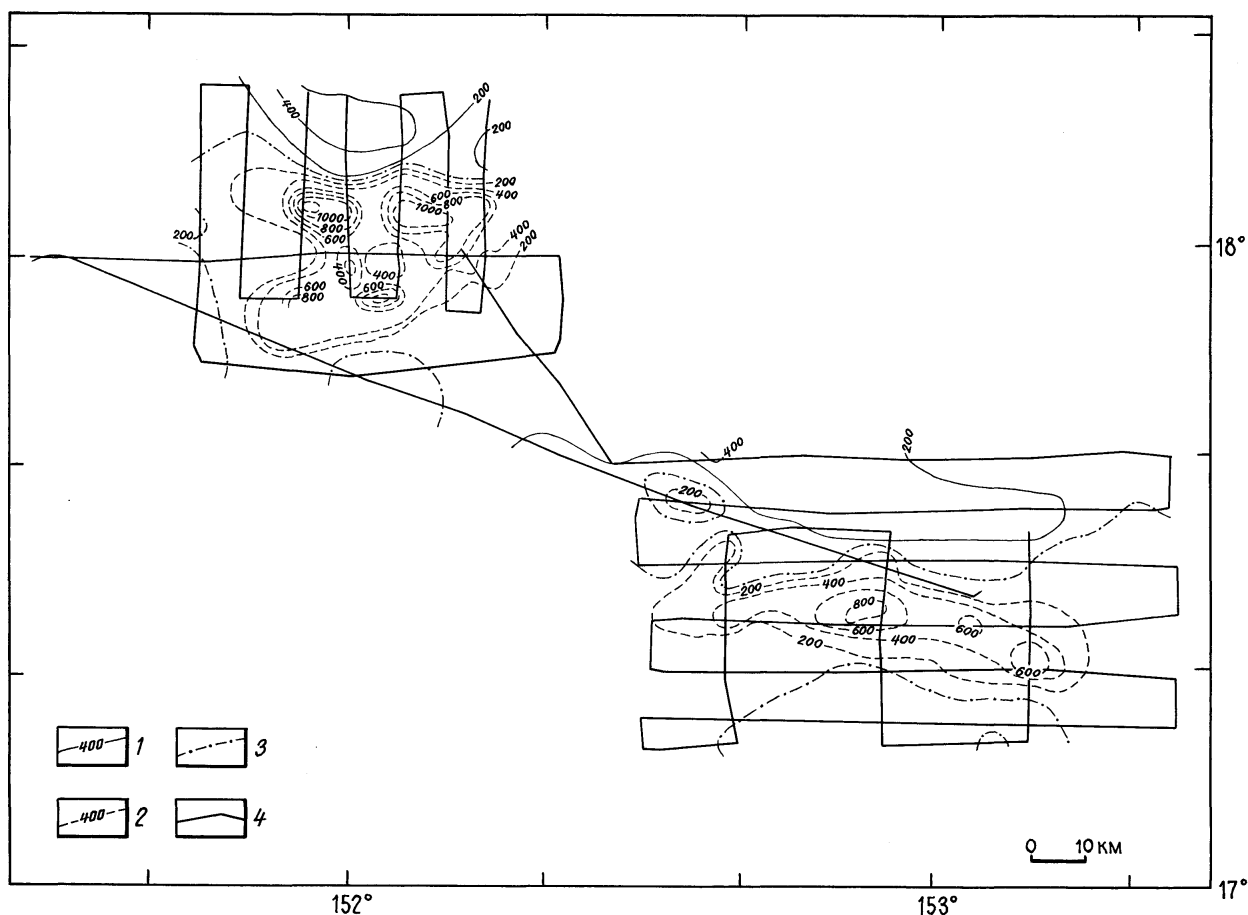
При драгировании, выполненном в 13 рейсе НИС «Вулканолог», с вершин гайота были подняты обломки рифогенных известняков и облегающих их мощных, до 12-15 см, черных Fe-Mn корок (рис. 2). Образцы, характеризующие состав вулканического ядра гайота, были подняты в единственной драге с привершинной части южного склона западной постройки, в верховьях врезающейся в склон ложбины. Наряду с обычными обломками Fe-Mn

корок и рифогенных известняков, были подняты три образца магматических пород: остроугольный, выколотый по трещинам кливажа обломок долерита (микродиорита?), галька афирового базальта в тонкой (2-3 мм) Fe-Mn корке и крупная округлая глыба афирового базальта в «рубашке» толщиной 2-5 мм из Fe-Mn окислов.

Так же, как и для гайота Вулканолог, доминирующая роль в поднятом драгами материале Fe-Mn корок создает впечатление полного обрастания и заглаживания ими вершин построек.

Уместной представляется постановка вопроса о прогнозной оценке объема Fe-Mn корок на гайотах Вулканолог и ТИГ, как потенциальных источниках рудного вещества.

Гайот ТОИ был изучен в 10 и 13 рейсах НИС «Академик Александр Несмеянов» и в 9 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Гайоты..., 1995; Железо-марганцевые..., 1990; Жигулев и др., 1988; Кулаков и др., 1987).



**Рис. 4.** Аномальное магнитное поле гайотов Вулканолог и ТИГ. 1-3 – изолинии магнитного поля: 1 – положительные, 2 – отрицательные, 3 – нулевые; 4 – галсы.

Субширотное пересечение, выполненное в 9 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», позволило установить на вершине гайота наличие «шапки» фораминиферовых илов (Железо-марганцевые..., 1990).

Геофизические исследования, проведенные в 10 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов», показали, что к гайоту ТОИ приурочена отрицательная аномалия магнитного поля интенсивностью более 600 нТл, осложненная над центром вершины гайота положительным пиком, интенсивность которого достигает 100 нТл. В гравитационном поле в редукции свободного воздуха гайот выражен положительной аномалией, размер которой сопоставим с основанием гайота (Жигулев и др., 1988).

В результате драгирования, выполненного в 13 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (Гайоты..., 1995), установлено, что вулканические породы основного состава выходят на поверхность подводных склонов в интервале глубин 2600–5000 м. Они представлены различными базальтами, базальтовыми туфами и базальтовыми

гиалокластитовыми брекчиями. Среди драгированных пород центральной части Магеллановых гор только в верхней части западного склона гайота ТОИ встречены анкармиты. С восточного склона этого гайота драгированы базальты типа КЛАЕР. На гайоте ТОИ опробованы также толеитовые базальты. Видимая мощность вулканогенного комплекса достигает здесь 1700–1800 м. Его возраст приблизительно определен в интервале юра - нижний мел. Среди драгированного материала широко представлены Fe-Mn корки и конкреции.

С глубин 1600–5000 м драгированы фосфориты. Коренные фосфориты приурочены к «шапке» рифогенных известняков, калькаренитов и вулканогенных осадочных брекчий. Фосфориты в поднятом материале представлены щебнем, глыбами и плитами, покрытыми корками или пленками Fe-Mn окислов. Наиболее распространены желвако-дресвянисто-песчаные и песчано-зернистые фосфориты. Большинство фосфоритов представлено первично-обломочными породами. Содержание фосфорного ангидрида (28.5 %)

позволяет считать фосфориты гайота ТОИ богатыми рудами (Гайоты..., 1995).

Осадочные породы представлены фосфатизированными известняками, мергелями и известковыми брекчиями. Известняки имеют верхнемеловой возраст. Палеоценовые образования представлены фосфатизированными известняками, а плейстоценовые – рыхлыми осадками (Гайоты..., 1995).

**Гайот ДВГИ** был драгирован в 13 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (Гайоты..., 1995). Верхняя граница распространения вулканических пород здесь местами приближается к поверхности постройки. Драгированные породы аналогичны, в основном, породам, опробованным на гайоте ТОИ. Однако в привершинной части восточного склона этого гайота вместе с оливиновыми субщелочными базальтами опробованы субщелочные породы повышенной кремнекислотности. Видимая мощность вулканического комплекса для юго-западного склона гайота составляет 1700-1800 м, а для северо-восточного – 2800-2900 м.

Возраст известняков здесь достоверно определен по комплексам фораминифер и датируется сеноман-туронским временем, а излияние базальтов гайотов ТОИ и ДВГИ произошло в интервале юра - нижний мел (Гайоты..., 1995).

**Гайот МА-11**, расположенный южнее гайота ДВГИ, был изучен в 1 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» и в 9 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Васильев и др., 1985; Гайоты..., 1995; Железо-марганцевые..., 1990).

Субширотное пересечение, выполненное в 9 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», позволило установить на вершине гайота наличие «шапки» фораминиферных илов (Железо-марганцевые..., 1990).

Драгирование, выполненное в 1 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов», показало, что в интервале глубин 1400-4800 м гайот сложен вулканическими породами основного состава и слабо уплотненными осадочными отложениями. С вышележащих участков склонов подняты железомарганцевые конкреции. В ядрах конкреций содержатся обломки базальтов и фосфоритов. Вулканические породы представлены базальтами, агломератовыми лавами, автобрекчиями и туфами основного состава (Васильев и др., 1985). Различаются оливин-плагиоклазовые, оливин-пироксен-плагиоклазовые и пироксен-

плагиоклазовые базальты. В небольшом количестве встречены гиалобазальты. Вулканогенно-осадочные и осадочные породы представлены туфопесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами (Васильев и др., 1985).

**Гайот ИМГиГ** изучался в 1 рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» (Васильев и др., 1985; Гайоты..., 1995).

Драгированный материал аналогичен породам, поднятым при исследовании гайота МА-11. Отличительной особенностью является то, что с его восточного склона драгированы базальты типа КЛАЕР, представленные оливин-плагиофировыми, оливин-пироксен-плагиофировыми и плагиофировыми разностями. Для первых характерно высокое содержание магния, низкие железистость и глиноземистость. Плагиофировые базальты обладают высокой глиноземистостью и железистостью. Породы относятся к субщелочной серии (Гайоты..., 1995). Вулканогенно-осадочные и осадочные породы представлены, как и на гайоте МА-11, туфопесчаниками, вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами (Васильев и др., 1985).

Первоначальное предположение о неогеновом возрасте проявления вулканизма на гайотах МА-11 и ИМГиГ (Васильев и др., 1985) нам кажется необоснованным.

**Гайот Дальморгео (Vlinder)** изучался в 9 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» (Железо-марганцевые..., 1990), в ряде рейсов, выполненных на судах Мингео СССР (Брусиловский и др., 1992а, 1992б; Гайоты..., 1995; Задорнов и др., 1997; Мельников, Пуляева, 1994; Невретдинов., Невретдинов, 1999а, 1999б; Осипенко и др., 1992; Osipenko, 1992) и в ряде экспедиций Смитсоновского океанографического института (Koppers et al., 1998, 2000).

Субширотное пересечение, выполненное в 9 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», позволило установить на вершине гайота наличие «шапки» фораминиферных илов (Железо-марганцевые..., 1990).

Проведенные геомагнитные исследования показали, что к гайоту приурочена интенсивная отрицательная аномалия, размах которой превышает 1500 нТл. Магнитное поле имеет сложное строение (Брусиловский и др., 1992а, 1992б; Школьник и др., 2000). В результате проведенного магнитного моделирования установлено, что время образования гайота Дальморгео соответствует интервалу обратной полярности на границе баррем-готтерив (123-127 млн. лет) (Брусиловский и др., 1992а, 1992б).

В 1991-92 гг. гайот был детально изучен в экспедициях Мингео СССР на НИС «Морской геолог» и «Профессор Федьинский». Гайот состоит из трех построек - собственно гайота Дальморгео, гайота-саттелита Ома-Влиндер, который располагается к югу от основной постройки, и гайота-саттелита, расположенного к север-северо-востоку от основной постройки.

Гайот Дальморгео поднимается с глубин 5800-5600 м и достигает глубин 740 м – 540 м. Плоские вершины собственно гайота и Ома-Влиндер имеют площадь 1220 км<sup>2</sup>, а склоны и предгорные равнины - 7430 км<sup>2</sup> (Гайоты..., 1995).

Постройка гайота сложена вулканогенными и осадочными образованиями мезозойского и кайнозойского возраста. Выделено три комплекса вулканогенных пород.

Ранний комплекс представлен пиллоу-лавами толеитов и базанитами, слагающими пьедестал щитового вулкана на глубинах 3000-5000 м.

Средний комплекс представлен субщелочными и щелочными оливиновыми базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, тефритами, анкарамитами, океанитами (пикритовыми базальтами) и гавайитами. Данные о присутствии среди пород, слагающих этот комплекс, фonoлитов (Гайоты..., 1995), по нашим данным, являются ошибочными. Этот комплекс слагает верхнюю часть постройки между изобатами 3000 – 1500 м. Возраст пород среднего комплекса, определенный К-Аг методом, изменяется в диапазоне от 95 до 36 млн. лет (Гайоты..., 1995; Невретдинов, Невретдинов, 1999а).

Поздний комплекс пород, слагающих отдельные изолированные конусы на севере вершинной части собственно гайота Дальморгео, представлен базанитами и вулканокластическими породами с тонкими прослоями кокколито-фораминиферовых известняков, образовавшихся в конце раннего - начале среднего миоцена (Невретдинов, Невретдинов, 1999а; Мельников и др., 2000; Школьник и др., 2000). Породы позднего комплекса слагают конические постройки высотой 300 – 650 м на вершинной поверхности гайота. Абсолютный возраст образца базанита определен в  $15 \pm 2$  млн. лет, т.е. соответствует границе нижнего и среднего миоцена. Возраст вмещающих пород определен по органическим останкам как среднемиоценовый (Мельников и др., 2000; Невретдинов, Невретдинов, 1999а; Школьник и др., 2000). Возможно, проявления вулканизма в конце раннего - начале среднего миоцена были и на склонах гайота Дальморгео (Школьник и др., 2000). На гайоте

Дальморгео, впервые для гайотов Тихого океана были выявлены локальные вулканические тела, образовавшиеся в заключительную стадию вулканизма на границе нижнего и среднего миоцена.

По данным (Koppers et al., 1998, 2000) на гайоте Дальморгео выделяются 2 возрастные группы драгированных пород. Более древняя группа, имеющая абсолютный возраст в диапазоне от  $100.6 \pm 0.6$  до  $102.4 \pm 0.5$  млн. лет, отражает вулканизм на независимом СЗ пьедестале, а более молодая группа, со средним возрастом  $95.1 \pm 0.3$  млн. лет (табл. 2), отражает одновременную вулканическую деятельность главной вершины и юго-восточной постройки Ома-Влиндер. Более древние породы включают образцы, сложенные роговой обманкой и калиевыми полевыми шпатами. Вулканическая история гайота Дальморгео включает как наложение внутриплитового вулканизма на более древний вулканический пьедестал, так и постэрозионный вулканизм. Таким образом, выделяются 3 стадии вулканизма: 1- формирование вулканического пьедестала к СЗ от гайота Дальморгео; 2 – формирование основного щита гайота; 3 – формирование постэрозионного конуса. Вулканический пьедестал гайота был образован на океаническом основании в течение 50-60 млн. лет и не может быть связан с вулканизмом «горячих точек». Основная стадия вулканизма одновременно сформировала постройки Дальморгео и Ома-Влиндер через 4.7 млн. лет после формирования пьедестала. Постэрозионный вулканический конус на привершинной платформе Дальморгео мог сформироваться через 20-30 млн. лет после опускания и эрозии гайота.

На вершинной части гайота развиты кокколито-фораминиферовые илы; на предгорных равнинах – глинисто-кремнистые осадки неоген-голоценового возраста. Верхи литифицированного осадочного чехла в интервале глубин 1400-2400 м слагают кокколито-фораминиферовые известняки эоцен-раннемиоценового возраста. На глубинах до 2900 м в привершинных частях гайотов развиты брекчии; на глубинах 1800-2900 м - кокколито-фораминиферовые известняки, а окаменевшие глины палеоцен - позднемиоценового возраста – на глубинах 2800-2900 м. На вулканогенном цоколе залегают нижнемеловые (?) известняки. Все осадочные породы в той или иной степени фосфатизированы, а кокколито-фораминиферовые известняки эоцен-раннемиоценового возраста и брекчии палеоцен-позднемиоценового возраста, по

существо, являются фосфатной рудой (Гайоты..., 1995; Школьник и др., 2000).

По условиям образования и своему строению железомарганцевые образования гайота Дальморгео делятся на три фациальных типа: железомарганцевые конкреции (ЖМК), кобальтомарганцевые корки (КМК) и корково-конкреционные образования (ККО).

ЖМК и ККО не образуют крупных залежей. ЖМК драгированы в интервале глубин 1465-3240 м, а ККО – в интервале 1465-3040 м.

КМК драгированы в интервале глубин 615-3200 м на всех морфологических элементах гайота. Толщина корок изменяется в диапазоне от 0.2 до 12 см, при среднем значении 4.5 см. Она не зависит от типа субстрата. Корки являются полиминеральными. КМК облекают как собственно гайот Дальморгео, так и его сателлиты. Они образуют непрерывную залежь в диапазоне глубин 1350-3200 м, образуя рудное поле (Гайоты..., 1995). Верхняя граница залежи совпадает с контуром распространения фораминиферовых песков на вершине гайота, а нижняя – с границей развития глин и алевроитов. Мо, Zn, Cu, Co, Ni входят в структуру минералов Mn и Fe, не образуя собственных минеральных фаз. 53.9 % Co и 74.3 % Ni сосредоточено в марганцевых минералах, а 46% и 25.2%, соответственно, – в железистых.

Среднее содержание редкоземельных элементов в корках (в основном Ce и La) достигает 801 г/т, платиноидов – 0.29 г/т, а золота не превышает 0.0016 г/т (Гайоты..., 1995).

Прогнозные ресурсы Co, по данным (Гайоты..., 1995), составляют 316.8 тыс. т, Ni – 246.0 тыс. т, Mn – 11696.0 тыс. т, по данным (Задорнов и др., 1988) – 218.0 тыс. т, 161.0 тыс. т и 7860.0 тыс. т, а по данным (Школьник и др., 1996) – 306.1 тыс. т, 237.4 тыс. т и 11330.0 тыс. т, соответственно. Из них на долю вершинной поверхности приходится Co – 46.93 тыс. т, Ni – 37.04 тыс. т и Mn – 1733.6 тыс. т (Хешберг и др., 2002).

Прогнозные ресурсы Pt составляют 16.2 т, Cu – 70.3 тыс. т, Mo – 22.3 тыс. т, РЗЭ – 44.2 тыс. т (Гайоты..., 1995). По данным (Школьник и др., 1996), прогнозные ресурсы Pt составляют 15.4 т.

Непонятно, почему одни и те же авторы в каждой новой своей публикации (Гайоты..., 1995; Задорнов и др., 1988; Школьник и др., 1996) меняют величины прогнозных ресурсов.

## ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОР

В эту группу входят гайоты Находка, ИОАН, Ита-Майтаи и Роскомнедра.

**Гайот Находка (Рако)** был изучен в ряде рейсов на судах Мингео СССР, в частности, в 1992 г. экспедицией с борта НИС «Петр Андропов» (Гайоты..., 1995), и в ряде экспедиций Смитсоновского океанографического института (Koppers et. al., 1998).

Среди драгированных пород в равной степени распространены лавы базальтов калиево-натриевого и калиевого (трахибазальты) типа (Петрологические..., 1996).

С привершинной части постройки гайота практически повсеместно драгированы фосфориты, покрытые оксидной коркой. Объем фосфоритов в драгированном материале составлял 60-70%, что указывает на значительное развитие фосфоритов в коренном залегании. Подавляющая их часть относится к фосфатизированным карбонатным осадкам. В подчиненном количестве присутствуют фосфатные брекчии. Преобладающие разновидности фосфоритов включают, как правило, незначительное количество обломков вулканитов и, иногда, более древних фосфоритов. Преобладает массивная текстура фосфоритов. В случае интенсивной фосфатизации содержание  $P_2O_5$  изменяется в пределах 25-31%, что позволяет считать эти фосфориты богатыми рудами.

Проведенные геомагнитные исследования показали, что к гайоту приурочена интенсивная отрицательная аномалия, размах которой превышает 1500 нТл. Магнитное поле имеет сложное строение. В результате проведенного магнитного моделирования установлено, что время образования гайота Находка соответствует интервалу обратной полярности на границе баррем-готтерив (123-127 млн. лет) (Брусиловский и др., 1992а, 1992б).

Были выполнены определения абсолютного возраста трех образцов афировых гавайитов (Koppers et. al., 1998), которые оказались равными  $90.9 \pm 0.5$  млн. лет для одного образца и  $95.3 \pm 0.3$  млн. лет – для двух других образцов (табл. 2). Средний возраст  $91.3 \pm 0.3$  млн. лет отражает фазу образования щитового основания гайота (Koppers et. al., 1998).

**Гайот ИОАН** изучался в 9 рейсе НИС «Мстислав Келдыш», в экспедициях на судах Мингео СССР и Роскомнедра «Морской геолог», «Север», «Геолог Петр Андропов», «Профессор Федьнский», «Севморгеология» (1991-93 гг., рейсы

4,5), «Дальморгеология» (1995 г., рейс 6) (Богданов и др., 1987а, 1987б; Гайоты..., 1995; Железо-марганцевые..., 1990; Жулева, 1995; Задорнов и др., 1997; Казьмин и др., 1987; Лисцина, 1998; Матвеевков, Седов, 1996; Пуляева, 1999; Сколотнев и др., 1998; Хешберг и др., 1999; Чухров и др., 1989; Школьник и др., 1996, 2000; Koppers et al., 1998).

Гайот имеет в плане дугообразную, выпуклую в южном направлении форму и генеральное северо-восточное простирание. Он состоит из двух слившихся построек, разделенных седловиной на глубине 2000 м. Вершина западной постройки располагается на глубине 1397 м, а восточной – на глубине около 1250 м. Размеры плоской вершины западной постройки – 18 км x 25 км, а восточной – 6 км x 13 км. Склоны гайота пологие и практически лишены осадочного покрова (Железо-марганцевые..., 1990).

95% поверхности вершины гайота покрыто чехлом кокколитовых осадков. Судя по данным сейсмопрофилирования, выполненного в 9 рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», максимальная мощность осадков свойственна западной части гайота ИОАН, где она достигает 170 м. Там же выделены кольцевые возвышенности с относительной высотой 200-300 м, сглаженные абразией.

В седловине между постройками на глубинах 1750–1900 м обнажены коренные породы. В западной части – это органогенные известняки, а в восточной – базальты. Разлом северо-западного направления, проходящий по седловине, разделяет обе постройки.

Вершина восточной постройки имеет изометричные очертания и ровную аккумулятивную поверхность. Максимальная мощность осадков достигает здесь 150 м. На глубинах 1450-1650 м отмечен холмисто-равнинный рельеф и значительное развитие вулканокупольных структур. Относительная высота куполов достигает 100-250 м, а поперечные размеры основания – 1-2 км. Отмечены отпрепарированные дайки долеритов мощностью до 10 м и высотой до 5 м.

Эффузивные породы, драгированные на гайоте ИОАН, поднятые подводным обитаемым аппаратом «Пайсис» и тралом, представлены субщелочными базальтами, щелочными трахибазальтами и гавайитами.

Вулканокластические породы представлены гиалотуфами, а вулканогенно-осадочные – базальтовыми брекчиями с карбонатно-

фосфатным цементом. В подчиненном количестве встречены алевролиты, песчаники и конгломераты.

В интервале глубин 1350-3200 м развиты Fe-Mn корки и фосфориты (Богданов и др., 1987а, 1987б; Железо-марганцевые..., 1990; Лисцина и др., 1988; Мельников и др., 1995; Сколотнев и др., 1988).

Главными новообразованными минералами, появившимися при гидротермальной переработке вулканитов, являются диоктаэдрические смектиты и смешаннослойные минералы типа смектит - железистая руда (Сколотнев и др., 1988).

К северо-восточному, юго-западному и юго-восточному склонам восточной постройки и к южному и северному склонам западной постройки приурочены отрицательные линейные аномалии магнитного поля. Над отрогами западного склона западной постройки отмечены локальные отрицательные аномалии. Над седловиной между постройками отмечены локальные аномалии обоих знаков, интенсивность которых изменяется в диапазоне от –400 нТл до 300 нТл (Мельников и др., 1995).

По данным (Мельников и др., 1995), к нижнемеловым отложениям относятся полимиктовые песчаники, туффиты, гравелиты, конгломераты и литифицированные глины. Апт-альбскими являются рифовые и околорифовые отложения.

Возраст проявления вулканизма на гайоте ИОАН, определенный по органическим останкам, – домастрихтский. Согласно теоретическим расчетам, погружение постройки ниже уровня моря происходило около 108 млн. назад (Железо-марганцевые..., 1990).

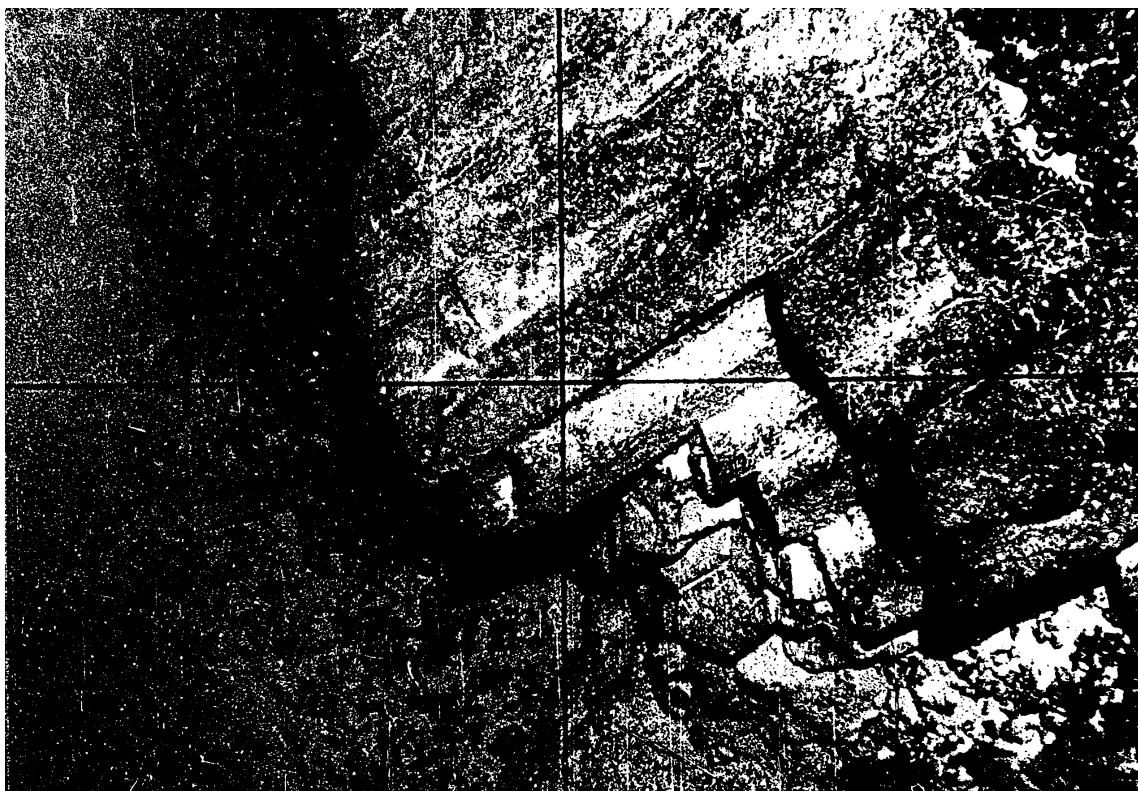
При определении абсолютного возраста образцов, поднятых с западного склона западной постройки гайота ИОАН, получены значения  $88.5 \pm 0.7$  млн. лет и  $86.7 \pm 0.4$  млн. лет (Koppers et al., 1998) (табл. 2).

Прогнозные ресурсы, по данным (Школьник и др., 1996), составляют: Co - 434.8 тыс. т, Ni – 364.5 тыс. т, Mn – 17245.0 тыс. т., а по данным (Задорнов и др., 1988), соответственно - 204.0 тыс. т, 148.0 тыс. т и 7340.0 тыс. т. Из них на долю вершинной поверхности приходится Co - 195.79 тыс. т, Ni - 174.37 тыс. т и Mn - 17951(?) тыс. т (Хешберг и др., 2002).

Как и для гайота Дальморгео, одни и те же авторы в каждой своей публикации (Школьник и др., 1996; Школьник и др., 1996) без объяснения причин меняют величины прогнозных ресурсов.

**Гайот Роскомнедра** был изучен в экспедициях АО «Дальморгеология» в 1992-1995 гг. Основной объем геологических исследований был выполнен в 6-ом рейсе НИС «Дальморгеология» (Задорнов и др.,





**Рис. 5.** Гексагональная столбчатая отдельность в дайке базальтового состава на склоне гайота Роскомнедра. Масштаб снимка 1:33. Площадь снимка 8,9 м<sup>2</sup>.

1997; Пуляева, 1999; Хешберг и др., 1998, 2002; Школьник и др., 2001).

Гайот расположен в 85 км к восток-юго-востоку от гайота ИОАН. Основание гайота на глубине 5500 м имеет размер 40 км x 60 км, а плоская вершина, расположенная в интервале глубин 1250 – 1600 м – 20 км x 30 км.

Гайот Роскомнедра существенно отличается от других гайотов Магеллановых гор практически полным отсутствием известняков рифовой фации. Это указывает на то, что гайот или не проходил атолловую стадию развития, или же прошел ее за очень незначительный промежуток времени.

К сожалению, ни в отчете по 6-ому рейсу НИС «Дальморгеология», ни в каких-либо других литературных источниках, включая и работу (Хешберг и др., 2002), не приводятся сведения о химическом составе пород, слагающих гайот Роскомнедра, и составе минералов, слагающих эти породы. Также нигде не приведены результаты количественно-минералогического анализа. Не опубликованы и данные об определении абсолютного возраста пород, слагающих постройку этого гайота. В тоже время, в работе (Хешберг и др., 2002) приводится подробная схематическая геологическая карта гайота

Роскомнедра с указанием возрастных характеристик и состава пород, слагающих постройку гайота.

Основываясь только на результатах визуального определения драгированных образцов, данных гидролокации бокового обзора (ГЛБО) и фототелевизионного профилирования (ФТП), выполненных в 6-ом рейсе НИС «Дальморгеология», а также собственном опыте изучения гайотов Магеллановых гор и литературных источниках, можно предполагать, что постройка гайота Роскомнедра сложена вулканогенными и, в подчиненной степени, терригенно-карбонатными образованиями мезозоя и кайнозоя.

В строении постройки отмечаются два структурно-формационных этажа. Нижний этаж характеризуется пологими склонами и плавным переходом в абиссаль. Для верхнего этажа характерны изрезанный рельеф и значительная крутизна склонов. Плоская вершина гайота располагается на глубинах 1250-1350 м.

Вероятнее всего, большую часть постройки гайота - практически от основания и до вершины - слагают вулканиды апт-сеноманского (?) времени. В большинстве своем это подушечные и глыбовые

лавы, реже встречаются канатные, трубчатые и волнистые разности. Отмечены также маломощные (первые метры) лавовые потоки и покровы с линзами везикулярных гиалокластитов.

Неоген-четвертичные (?) нелитифицированные осадки представлены кокколито-фораминиферовыми песками, распространенными на вершинной поверхности гайота, и кремнистыми илами, развитыми у основания гайота на глубинах 5000-5500 м. Мощность осадков достигает 35 м. На глубинах 2000-4000 м эти отложения отмечены в виде прерывистых полос, ориентированных вдоль склонов гайота. Ширина полос колеблется в диапазоне от 10 до 300 м. Мощность осадков не превышает 10-12 м. В привершинных частях склонов выделяются эрозионные промоины, в различной степени заполненные рыхлыми осадками. По своему составу это кокколито-фораминиферовые пески, илы, щебень и глыбы вулканогенных образований и, реже, кобальтомарганцевых корок.

В пределах постройки гайота Роскомнедра широко распространены интрузивные образования. Наиболее крупные субвулканические тела, достигающие в поперечнике 2 км, выявлены в южной части гайота. Они имеют форму куполов. Поперечные размеры тел составляют 200-300 м, иногда достигая 1 км. Породы, слагающие интрузивные образования, по данным фототелевизионного профилирования имеют, массивный облик. Для них характерны матрацевидные и столбчатые отдельности. По своему составу - это плагиоклаз-клинопироксеновые долериты.

Характерной особенностью гайота Роскомнедра является широкое распространение даек, сгруппированных в пояса. Большинство даек приурочено к вершинной поверхности гайота, на склонах они встречаются эпизодически. Мощность даек достигает 10 м, а протяженность - 1 км. Частота встречаемости даек, по данным ГЛБО, составляет от 8 до 30 на погонный км. Для пород, слагающих дайки, характерна массивная грубостолбчатая отдельность. В ряде мест отмечены отпрепарированные дайки базальтового состава, с классической гексагональной столбчатой отдельностью (рис.5), имеющие активный контакт с эффузивными образованиями и интрузиями долеритов.

Вероятнее всего, постройка гайота Роскомнедра образовалась в результате многократных извержений - как центрального типа, так и мощных трещинных излияний на склонах.

Железомарганцевые образования гайота Роскомнедра представлены КМК, ККО и, в незначительной степени, ЖМК и относятся к богатым кобальтомарганцевым рудам. Доминирующим фациальным типом являются КМК.

Кобальтомарганцевые корки практически повсеместно покрывают выходы коренных пород до глубин 3000 м. Отмечены две морфо-фациальные зоны распространения корок - зона склонов и зона вершинного плато.

Гайот Роскомнедра существенно отличается от других гайотов Магеллановых гор более однородным составом субстрата корок. Более 90% субстрата составляют базальтоиды, остальное - эдафогенные брекчии. Толщина корок от состава субстрата практически не зависит и составляет в среднем 7.5 см на базальтоидах и 7.0 см - на брекчиях.

73 % опробованных КМК составляют трехслойные корки, значительно реже встречаются двухслойные и не представляющие практического интереса однослойные корки. Средняя толщина трехслойных корок составляет 8.8 см, а двухслойных и однослойных - 5.5 см и менее 4 см, соответственно. Удельная плотность трехслойных корок составляет 1.82 г/см<sup>3</sup>, двухслойных - 1.78 г/см<sup>3</sup>.

По химическому составу КМК гайота Роскомнедра сопоставимы с рудными корками гайотов Дальморгео и ИОАН (Пуляева, 1999; Хешберг и др., 2002). В них установлены повышенные концентрации более чем 30 химических элементов. Основные рудные компоненты представлены марганцем и железом, доля которых в рудном веществе составляет 35 %. Максимальные содержания Co, Mn и Ni характерны для корок мощностью 4-6 см.

Для гайота Роскомнедра прогнозные ресурсы составляют: Co - 137.37 тыс. т, Ni - 119.74 тыс. т, Mn - 4824.2 тыс. т. Из них на долю вершинной поверхности приходится Co - 74.16 тыс. т, Ni - 67.57 тыс. т и Mn - 2573.0 тыс. т. Ресурсы Cu, Mo, Pt и РЗЭ составляют 20.311 тыс. т, 10.097 тыс. т, 9.68 т и 28.576 тыс. т., соответственно (Хешберг и др., 2002).

Сравнение типа субстрата и толщины КМК, по данным драгирования и глубоководного бурения, выполненное при исследовании гайотов Роскомнедра и ИОАН, показало их достаточно полную сходимость. Выяснено, что данные драгирования незначительно (в среднем на 1.3 см) занижают мощность КМК, а значит, и предполагаемые ресурсы (Хешберг и др., 1998).

Гайот Ига-Майтаи изучался в 9 рейсе НИС «Мстислав Келдыш», в экспедициях на судах Мингео СССР и Роскомнедра - «Морской геолог», «Север»,

«Геолог Петр Андропов», «Профессор Федьинский» и «Севморгеология», в рейсе НИС «Томас Вашингтон» в 1971 г., ряде экспедиций Смитсоновского океанографического института и в экспедиции 1981 года Гавайского института геофизики (Батурич, 1993; Богданов и др., 1987а, 1987б; Гайоты..., 1995; Железо-марганцевые..., 1990; Казьмин и др., 1987; Лисцина, 1998; Матвеевков, Седов, 1996; Сколотнев и др., 1988; Чухров и др., 1989; Школьник и др., 1996; Школьник и др., 2001; Heezen et al., 1973; Koppers et al., 1998, 2000; Wedgeworth, Kellog, 1987). На вершине гайота Ита-Майтаи буровым судном «Гломар Челенджер» пробурены скважины 200, 201 и 202 (Рудич, 1984; Initial..., 1973).

Гайот Ита-Майтаи возвышается над абиссальной равниной более чем на 4.5 км. Основание гайота имеет, по изобате 5500 м, размеры 60 x 90 км и площадь 5400 км<sup>2</sup>. Плоская вершина гайота располагается в интервале глубин 450-1500 м и имеет в поперечнике размер 25-30 км. Минимальная глубина, отмеченная на вершине гайота, равна 1402 м. Крутизна склонов в интервале глубин 1500-1600 м равна 5°, в интервале глубин 1600-2000 м - 15°-16°, а в интервале глубин 2000-3000 м достигает 45° (Железо-марганцевые..., 1990; Wedgeworth, Kellog, 1987).

Судя по данным сейсмических исследований, на вершине гайота под эоцен-четвертичными фораминиферовыми осадками залегает «акустический фундамент», который соответствует мелководным оолитовым известнякам. На склонах гайота до глубины 4000 м, отмечены отдельные, незначительные по площади участки распространения осадочных глин. Глубже склоны гайота покрыты маломощной толщей слоистых осадков (Железо-марганцевые..., 1990).

В гравитационном поле в редукции свободного воздуха к привершинной части гайота Ита-Майтаи приурочена положительная аномалия, интенсивностью в 254 мгл, а основание его окаймлено отрицательной аномалией интенсивностью – 69 мгл. Расчетное значение эффективной плотности гайота равно 2.59 г/см<sup>3</sup>. Под гайотом отмечено небольшое утолщение коры, указывающее на то, что гайот Ита-Майтаи является полностью несомкнутым. Гайот образовался на коре юрско-мелового возраста в альпт-альбское время (Wedgeworth, Kellog, 1987).

Со склонов гайота с помощью трала в 9 рейсе НИС «Мстислав Келдыш», подняты

трахибазальты и крупнопорфировые гавайиты. С помощью подводного обитаемого аппарата «Пайсис» и традиционных приборов геологического опробования подняты следующие осадочные породы: фосфатизированные, глобигериновые и органогенно-детритовые известняки и глобигериновые илы, покрывающие плоскую вершину гайота.

На гайоте Ита-Майтаи широко развиты Fe-Mn корки и фосфориты (Богданов и др., 1987а, 1987б; Железо-марганцевые..., 1990; Лисцина, 1998; Мельников, Пуляева, 1994; Сколотнев и др., 1988).

Как и на гайоте ИОАН, здесь главными новообразованными минералами, появившимися при гидротермальной переработке вулканитов, являются диоктаэдрические смектиты и смешаннослойные минералы типа смектит-железистая руда (Сколотнев и др., 1988).

Возраст проявления вулканизма, определенный по органическим останкам - раннемеловой. По теоретическим расчетам, вулканизм проявлялся около 109 млн. лет назад (Железо-марганцевые..., 1990).

При определении абсолютного возраста образцов, отобранных на западном склоне гайота Ита-Майтаи, получены величины в интервале 117.9 ± 0.9 - 120.0 ± 0.8 млн. лет (табл. 2).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенного краткого обзора исследований Магеллановых гор видно, что гайоты, имея некоторые сходные черты, существенно отличаются друг от друга по своему геологическому строению, времени образования и длительности проявления вулканической деятельности. Поэтому, попытки многочисленных исследователей распространить данные, полученные при изучении одного гайота, на все постройки Магеллановых гор, нам кажутся необоснованными.

До сих пор нет единого подхода и к содержанию самого понятия (названия) Магеллановы горы. Так, в (Koppers et al., 1998) к Магеллановым горам отнесены только четыре гайота: Дальморгео, Находка, ИОАН и Ита-Майтаи. Одни исследователи (Ozima et al., 1983; Sager, 1988; Sager et al., 1998; Staudige et al., 1991) относят гору Голден Драгон к Магеллановым горам, а другие (веб-сайт <http://www.ufp.pf/geos>) - к горам Маркус – Уэйк.

Хотя горячие точки и связанный с ними внутриплитный вулканизм стали из концептуальной теории общепринятым фактом, на сегодняшний момент нет однозначных данных о природе Магеллановых гор (Сваричевский, 1993; Koppers et al. 1998, 2001; Smoot, 1983).

Степень изученности гайотов Магеллановых гор крайне неравномерна. Детально исследованы гайоты Ита-Майтаи, ИОАН, Дальморгео, Роскомнедра, Вулканолаг, ТИГ, Хемлер, подводная гора Химу. Менее изучены гайоты Находка, ИМГиГ, ТОИ, ДВГИ, подводные горы D-4 и Голден Драгон. Изученность гайотов МА-3, МА-4, МА-10, МА-11, МА-27, МА-29, МА-31 и МА-38 крайне слабая.

Абсолютный возраст пород определен для подводных гор Голден Драгон, Химу и D-4, а также гайотов Хемлер, Дальморгео, Находка, ИОАН и Ита-Майтаи.

Наиболее древними оказались породы, драгированные на гайоте Ита-Майтаи. Возраст его гавайитов приходится на границу баррем-апт (Koppers et al., 1998, 2000).

Пьедестал основной постройки гайота Дальморгео слагают базаниты альбского возраста. Сама же постройка гайота сложена вулканидами, возраст которых изменяется в диапазоне от верхнемелового до верхнепалеогенового (Гайоты, 1995; Невретдинов, Невретдинов, 1999а; Koppers et al., 1998, 2000). Венчают постройку среднемиоценовые интрузии (Мельников и др., 2001; Невретдинов, Невретдинов, 1999а). Южный сателлит Ома-Влиндер сложен сеноманскими гавайитами (Koppers et al., 1998, 2000). Из всех гайотов Магеллановых гор, гайот Дальморгео имеет наиболее продолжительную историю проявления вулканической деятельности. Возможно, это свидетельствует об уникальности самой постройки, но скорее объяснимо тем, что она наиболее детально изучена.

В юго-восточном направлении от гайота Дальморгео наблюдается четкое уменьшение возраста пород, слагающих гайоты Находка и ИОАН. Гавайиты гайота Находка были образованы в сеноман-туроне, а гайот ИОАН сложен коньякскими гавайитами (Koppers et al., 1998, 2000).

Гайот Хемлер сложен альб-сеноманскими, а подводная гора Химу – баррем-аптскими щелочными базальтами (Smith et al., 1989).

Подводная гора Голден Драгон сложена сеноманскими анкарамитами, а подводная гора

D-4 – кампанскими щелочными базальтами (Ozima et al., 1983).

По данным магнитного моделирования, возраст пород, слагающих гайоты Вулканолаг, ТИГ, Дальморгео и Находка, приходится на границу готерив-баррем (Брусиловский и др., 1992а, 1992б; Брусиловский, Соколов, 1992), что превышает возраст пород, определенный аргон-аргоновым и калий-аргоновым методами. Время образования гайотов по теоретическим данным (Железо-марганцевые..., 1990) - апт-альб.

Согласно Х.М. Саидовой, по органическим останкам можно говорить о раннемеловом времени проявления вулканизма на гайоте Ита-Майтаи, и домаахстрихтском - для гайота ИОАН (Железо-марганцевые..., 1990).

Значительный разброс в определениях возраста пород, слагающих постройки гайотов, несомненно, указывает на то, что для изучения эволюции гайотов Магеллановых гор и построения геологических карт этих гайотов необходимо выполнить измерение абсолютного возраста пород для каждого гайота на значительном количестве образцов.

В связи с этим вызывает определенный скепсис схематическая геологическая карта гайота Роскомнедра (Хешберг и др., 2001), построенная без аргументированных датировок.

Гайоты Магеллановых гор являются перспективными для добычи таких элементов как марганец, никель и кобальт. Площади залежей КМК составляют для гайота ИОАН 1150 км<sup>2</sup>, для гайота Роскомнедра - 287 км<sup>2</sup>, для гайота Дальморгео - 1009 км<sup>2</sup>, а для ряда гайотов центральной части Магеллановых гор (МА-3, ДВГИ и др.) - 2973 км<sup>2</sup> (Хешберг и др., 2001; Школьник и др., 1996).

Железомарганцевые образования Магеллановых гор представляют минеральную ассоциацию гидроокислов железа и марганца, образованную в результате гидротермальных, диагенетических и водородных процессов (Пуляева, 1999). Они развиты на глубинах 200 – 5000 м. Минеральный состав конкреций и корково-конкреционных образований аналогичен составу корок. Субстратом для корок являются все виды пород, опробованные на гайотах, а толщина их достигает 24 см, при среднем значении 6.5 см (Гайоты..., 1995; Железо-марганцевые..., 1990; Пуляева, 1999).

По своему составу корки являются полиминеральными образованиями и относятся к

богатым кобальт-марганцевым рудам. Среднее содержание марганца составляет 18.4 %, железа – 14.4 %, кобальта – 0.4 %. Суммарное содержание меди и никеля достигает 0.75. Содержание золота не превышает 0.03 г/т, а серебра – 3 г/т. Содержание платины колеблется в диапазоне 0.16-0.64 г/т, а содержание редкоземельных элементов достигает 1.5 кг/т (Пуляева, 1999).

Выделено пять слоев КМК, которые прослеживаются на всех гайотах Магеллановых гор и характеризуются общностью химического состава и строения. Нижележащие слои обогащены фосфором, имеют повышенное содержание никеля и пониженное – кобальта. Вышележащие слои обогащены кобальтом, а содержание фосфора в них резко падает (Пуляева, 1999).

По данным (Железо-марганцевые..., 1990), КМК и ККО гайотов ИОАН и Ита-Майтаи образованы в последние 18-19 млн. лет. Для гайота Ита-Майтаи максимальное накопление основных рудных компонентов приурочено к интервалу времени 8.5-5 млн. лет назад. В более древних и более молодых горизонтах скорость накопления значительно снижается. Наиболее благоприятные глубины для накопления рудных компонентов изменяются во времени.

По данным (Пуляева, 1999), выделено, по меньшей мере, шесть этапов железомарганцевого рудогенеза: позднемиоценовый, позднепалеоцен-раннеэоценовый, средне-позднеэоценовый, позднеолигоценовый, ранне-средне-миоценовый и плиоцен-плейстоценовый. В формировании КМК отмечены два перерыва, длительностью в 10 млн. лет: реннепалеоценовый и ранне-средне-олигоценовый. Характер распространения и условия залегания разновозрастных генераций рудных корок определяются особенностями развития гайотов Магеллановых гор и отражают этапы погружения вулканических сооружений. Корки эоценового возраста сформировались в более мелководных, по сравнению с корками миоценового и плиоцен-плейстоценового возраста, условиях. Это, по-видимому, является существенной причиной того, что древние и молодые генерации имеют различные скорости наращивания рудного вещества, содержания химических элементов и составы нерудных включений. Скорость наращивания рудного вещества позднепалеоцен-раннеэоценового этапа меняется в диапазоне 20-26 – 4-7 мм/млн. лет, средне-позднеэоценового этапа – 2-10 мм/млн. лет, позднеолигоценового

этапа – 3-4 мм/млн. лет, ранне-средне-миоценового, средне-позднеэоценового этапа – 4-6 мм/млн. лет. Для плиоцен-плейстоценового этапа скорость наращивания рудного вещества составляет ~ 3 мм/млн. лет.

Все ранее опубликованные работы по изучению гайотов Магеллановых гор были направлены на выявление каких-то отдельных особенностей проявления вулканизма, строения гайотов, их рудоносности и состава железомарганцевых образований. Явным недостатком работ явилось то, что отечественные авторы в недостаточной мере использовали опыт иностранных коллег, а те, в свою очередь, вообще оказались незнакомы с исследованиями советских и российских ученых.

Первая попытка обобщения была сделана в работе (Сваричевский, 1993), в которой рассмотрена морфоструктурная позиция Магеллановых гор. Несомненно, классической является работа (Гайоты..., 1995). В какой-то мере обобщающей можно считать и работу (Школьник и др., 2001). Данные определения абсолютного возраста пород, слагающих гайоты Магеллановых гор, проведенные зарубежными исследователями обобщены в работе Валери Клоурда (Valerie Clourd) и Алана Бонневиля (Alan Bonneville) «Ages of seamounts, islands and plateaus on the Pacific plate», представленной на веб-сайте <http://www.ufp/geos>.

В настоящей работе мы постарались обобщить как свои оригинальные данные, так и все доступные нам материалы, полученные при изучении гайотов Магеллановых гор отечественными и зарубежными исследователями.

Не вызывает сомнений необходимость продолжения детальных исследований Магеллановых гор для выяснения геологического строения и времени образования отдельных гайотов, строения и оценочных кондиций развитых на них рудных полей, тектонической позиции провинции Магеллановых гор и эволюции мелового вулканизма Тихого океана.

### Список литературы

Андреев С.И., Ванштейн Б.Г., Аникеева Л.И. и др. Кобальтоносные железомарганцевые корки океана//Морская геология и геофизика. Обзорная информация. Мингео СССР. ВИЭМС. 1989. Выпуск № 6. 54 с.

Батурич Г. Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.  
Богданов Ю. А., Зоненшайн Л. П., Лисицын А. П. и др. Железомарганцевые руды образования

подводных гор океана//Известия АН СССР. Сер. геологич. 1987а. № 7. С. 103-120.

*Богданов Ю. А., Сорохтин О. Г., Зоненишайн Л. П. и др.* Железомарганцевые корки и конкреции гайотов Тихого океана//Геодинамические модели некоторых нефтегазаносных и рудных районов. Л. 1987б. С. 82-91.

*Брусиловский Ю. В., Городницкий А. М., Соколов Б. А.* Время формирования Магеллановых подводных гор (Тихий океан) по данным геомагнитного изучения//Докл. АН СССР. 1992а. Т. 322. № 1. С. 61-63.

*Брусиловский Ю. В., Городницкий А. М., Соколов Б. А.* Вулканотектоническая эволюция Магеллановых подводных гор в свете их геомагнитного изучения//Геотектоника. 1992б. № 5. С. 96-106.

*Брусиловский Ю. В., Соколов Б. А.* Магнитное моделирование подводных гор из группы Магеллановых гор (Тихий океан)//Океанология. 1992. Т. 32. № 4. С. 730-734.

*Васильев Б. И., Евланов Ю. Б., Симоненко В. П.* К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана//Тихоокеанская геология. 1985. № 3. С. 97-101.

*Васильев Б. И., Евланов Ю. Б.* Геолого-геофизические исследования в западной части Тихого океана//Океанология. 1989. Т. 24. № 2. С. 340-341.

Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность/ Отв. ред. д. г.-м. н. И. Н. Говоров и д. г.-м. н. Г. Н. Батулин. М.: Наука, 1995. 368 с.

Геотраверс Китай - Филиппинское море - Тихий океан/ Авторы: исследовательская группа из 48 человек//Тихоокеанская геология. 1991. № 4. С. 3-18.

Геотраверс Северо-Китайская равнина – Филиппинское море – Марианский желоб/ Отв. ред. Родников А. Г., Иседзаки И., Сики Ц., Уеда С., Лю Годун. М.: Наука, 1991. 151.

*Говоров И. Н., Школьник Э. Л., Мельников М. Е. и др.* Комплексные месторождения фосфоритов и кобальт-марганцевых корок Западной Пацифики: условия залегания, вещественный состав, закономерности размещения//Тихоокеанская геология. 1994. № 5. С. 17-38.

*Голубева Э. Д.* Толеитовый магматизм провинций Тихого океана: Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Владивосток. 2001. 53 с.

Железо-марганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана/ Отв. ред. чл.-корр. АН СССР А. П. Лисицин. М.: Наука, 1990. 229 с.

*Жигулев В. В., Пуцин И. К., Старшинова Е. А. и др.* Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана. Препринт. Южно-Сахалинск, 1988. 46 с.

*Жулева Е. В.* Исследование глубоководных железомарганцевых корок гайота Ита-Майтаи

методом подводной фотографии//Океанология. 1995. № 6. С. 930-936.

*Задорнов М. М., Невретдинов Э. Б., Пуляев Н. И. и др.* Месторождения железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана // Металлогения древних и современных океанов-97. Процессы рудообразования. Миасс: ИМин УрОРАН, 1997. С. 61-66.

*Задорнов М. М., Хейсберг Л. Б., Школьник Э. Л. и др.* О перспективах освоения месторождений кобальт-марганцевых корок и фосфоритов Западной Пацифики// Тихоокеанская геология. 1988. Т. 17. № 4. С. 87-92.

*Зоненишайн Л. П., Матвеев В. В., Баранов Б. В., Хаин В. В.* Перемещение подводных гор мелового возраста запада Тихого океана за последние 110 млн. лет//Океанология. 1987. Т. 27. № 4. С. 592-597.

*Казьмин В. Г., Матвеев В. В., Разницын Ю. Н. и др.* Новые данные о породах Магеллановых гор (Запад Тихого океана)// Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 4. С. 942-946.

*Кулаков А. П., Ермошин В. В., Ищенко А. А., Никонова Р. И.* Новые данные о морфоструктуре Юго-запада Тихого океана (результаты морфоструктурных исследований в 10-ом рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов»). Препринт. Владивосток, 1987. 58 с.

*Лисицина Н. А., Исаева А. Б., Соколова А. Л., Шевченко А. Я.* Карбонатно-фосфатные породы подводных гор Восточно-Марианского бассейна (Тихий океан)//Литология и полезные ископаемые. 1988. № 2. С. 39-54.

*Маракушев А. А., Моисеенко В. Г., Сахно В. Г., Тарарин И. А.* Петрология и рудоносность Тихого океана// Тихоокеанская геология. 2000. Том 19. № 6. С. 1-136.

*Матвеев В. В., Седов А. П.* Периодичность внутриплитового вулканизма Тихого океана// Океанология. 1996. Т. 36. № 4. С. 606-611.

*Мельников М. Е., Пуляева И. А.* Железо-марганцевые корки поднятия Маркукс-Уэйк и Магеллановых гор: возраст, состав, строение// Тихоокеанская геология. 1994. Т. 13. № 4. С. 13-27.

*Мельников М. Е., Пуштовейт В. Б., Пуляева И. А., Невретдинов Э. Б.* Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан)//Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 5. С. 38-46.

*Мельников М. Е., Школьник Э. Л., Пуляева И. А., Попова Т. В.* Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика)//Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 5. С. 4-20.

*Менард Г. У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 276 с.

*Муравьев А. В., Смирнов Я. Б., Сугробов В. М.* Тепловой поток вдоль международного геотраверса

через Филиппинское море по 18° с.ш. // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 1. С. 189-193.

*Невретдинов Эр. Б., Невретдинов Э. Б.* Дифференцированные серии магматических пород Магеллановых гор // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа. Тез. докл. регионал. конф., посвященной 50-летию геологической службы Камчатки, 31 марта – 1 апреля 1999 г. Петропавловск-Камчатский. Из-во КАМШАТ, 1999. С. 115-116.

*Невретдинов Эр. Б., Невретдинов Э. Б.* Некоторые особенности геоморфологического строения распространения железо-марганцевых образований Магеллановых гор // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа. Тез. докл. регион. конф., посвященной 50-летию геологической службы Камчатки, 31 марта – 1 апреля 1999 г. Петропавловск-Камчатский. Из-во КАМШАТ, 1999. С. 116-117.

*Осипенко А. Б., Невретдинов Эд. Б., Невретдинов Эр. Б.* Эволюция вулканизма Магеллановых гор (Тихий океан) // Тез. докл. 10 Международной школы морской геологии «Геология океанов и морей». Москва, 1992. Т. 2. С. 188-189.

Петрологические провинции Тихого океана / Отв. ред. акад. Пуцаровский Ю. М., акад. РАЕН Говоров И. Н. М.: Наука, 1996. 444 с.

*Пуляева И. А.* Этапы формирования железомарганцевых корок Магеллановых гор Тихого океана: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. С-П., 1999. 25 с.

*Рудич Е. М.* Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.

*Сваричевский А. С.* Морфоструктурная позиция Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 1993. № 1. С. 21-32.

*Сколотнев С. Г., Карпова Г. В., Покровская Е. В.* Вторичные минералы склоновых отложений подводных Магеллановых гор (Тихий океан) // Литология и полезные ископаемые. 1988. № 3. С. 29-44.

*Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 376 с.

*Федоров В. В.* Древние абразионные формы рельефа на подводных горах западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 1. С. 177-181.

*Хейберг Л. Б., Задорнов М. М., Юринцев М. М. и др.* Результаты сравнения глубоководного бурения морского дна с данными драгирования в Западной Пацифике // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 1. С. 115-117.

*Хейберг Л. Б., Михайлик Е. Б., Чудаев О. В. и др.* Особенности геологического строения и рудоносность гайота Роскомнедра Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2002. Т. 21. № 1. С. 96-110.

*Чухров Ф. В., Горшков А. И., Дриц В. А.* Гипергенные окислы марганца. М.: Наука, 1989. 208 с.

*Шкура В. А.* О строении и происхождении гайотов подводных гор Магеллана, Тихий океан // Вулканологические исследования на Камчатке. Тез. докл. конференции молодых ученых-вулканологов. Петропавловск-Камчатский. 1990. С. 61-65.

*Школьник Э. Л., Говоров И. Н., Хейберг Л. Б. и др.* Рудные провинции западной и центральной частей Тихого океана – масштабы фосфатогенеза и кобальт-марганцевой минерализации // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 6. С. 120-128.

*Школьник Э. Л., Хейберг Л. Б., Задорнов М. М., Чудаев О. В.* О фосфоритах гайота Дальморгео Магеллановых гор Тихого океана // Тихоокеанская геология. 2000. Т. 19. № 2. С. 101-108.

*Школьник Э. Л., Хейберг Л. Б., Михайлик Е. Б. и др.* Условия залегания, закономерности распространения кобальто-марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 2. С. 76-86.

*Asada T.* Seismic anisotropy beneath the Ocean // J. Phys. Earth. 1984. Vol. 32. № 3. P. 177-178.

*Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific. Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiments // The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margins. Eds. G. H. Sutton, M. H. Manghnani and R. Moberly. 1976. Geophys. Monogr. 19, Amer. Geophys. Un. Washington, D. C. P. 14-27.

*Asada T., Shimamura H.* Long-Range refraction experiments in deep Ocean // Tectonophysics. 1979. Vol. 56. № 1-2. P. 67-82.

*Dietz R.* Marine geology of Northwestern Pacific: description of Japanese bathymetric chart 6901 // Bull. Geol. Soc. America. 1954. V. 65. № 12. Part 1. P. 1199-1224.

*Handschumacher D. W., Sager W. W., Hilde T. W. C., Bracey D. R.* Pre-Cretaceous tectonic evolution of the Pacific plate and extension of the geomagnetic polarity reversal time scale with implications for the origin of the Jurassic «Quiet Zone» // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 365-380.

*Heezen B. C., Matthews J. L., Catalone R. et al.* Western Pacific guyots / Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 20. Science editor A. G. Kaneps. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1973. P. 653-702.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 20. Science editor A. G. Kaneps. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1973. 958 p.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 60. Editors M. Lee, R. Powell. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1982. 929 p.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 89. Editors Moberly S. O., Schlanger R. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1985. 998 p.

Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Vol. 129. Editors L. N. Dearmont, N. K. McQuiston. Washington (U.S. Govt. Printing Office). 1990. 745 p.

Joides Journal. 1990. Vol. 16. №2. 110 p.

Koppers A. P.  $^{39}\text{Ar}$  Geochronology and Isotope Geochemistry of the West Pacific Seamount Province. Implications for Absolute Pacific Plate Mounts and the Mount of Hotspots/ Netherlands Research. School of Sedimentary Geology. 1998. Publication no. 980701.

Koppers A. P., Morgan J. P., Morgan J. W., Staudigel H. Testing hotspot hypothesis using  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age progressions along seamount trails // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 185. P. 237-252.

Koppers A. P., Staudigel H., Wijbrans J. R., Pringle M. S. The Magellan seamount trail: implications for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 163. P. 53-68.

Koppers A. P., Staudigel H., Wijbrans J. R. Dating crystalline groundmass separates of altered Cretaceous seamount basalts by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental heating technique // Chemical Geology. 2000. V. 166. P. 139-158.

Osipenko A. B. Features of geological structure and the character of volcanism of Magellan

seamounts) // 2<sup>nd</sup> International Conference on Asian Marine Geology. Abstracts. Tokyo, 1992. P. 1-9.

Ozima M., Kaneoka I., Saito K. et al. Summary of geochronological studies of submarine rocks from the western Pacific Ocean // Geodynamics of the western Pacific-Indonesian Region, Geodynam. Ser. 1983. Vol. 11, edited by T. Hilde and S. Uyeda. AGU, Washington D. C. P. 137-142.

Sager W. W., Handschumacher D. W., Hilde T. W. C., Bracey D. R. Tectonic evolution of the northern Pacific plate and Pacific-Farallon-Izanagi triple junction in the Late Jurassic and Early Cretaceous (M21-M10) // Tectonophysics. 1988. V. 155. P. 345-364.

Sager W. W., Pringle M. S. Mid-Cretaceous to early tertiary apparent polar wander path of the Pacific plate // Journal of Geophys. Res. 1988. Vol. 93. No. B10. P. 11753-11771.

Sager W. W., Weis C. J., Tivey M. A., Jonson H. P. Geomagnetic polarity reversal model of deep-tow profiles from the Pacific Jurassic Quiet Zone // Journal of Geophys. Res. 1998. Vol. 103. № B3. P. 5269-5286.

Smith W. H. F., Staudigel H. I., Watts A. B., Pringle M. S. The Magellan Seamounts: Early Cretaceous Record of the South Pacific Isotopic and Thermal

## Geologic-Geophysical Investigations of Guyots of the Magellana Mounts of the Pacific Ocean

V.A. Rashidov<sup>1</sup>, E.B. Nevredtinov<sup>2</sup>, O.B. Selyangin<sup>3</sup>, Er.B. Nevredtinov<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institute of Volcanic Geology and Geochemistry FED RAS, 683006 Petropavlovsk-Kamchatsky, Piip blyd., 9

<sup>2</sup>Regional Museum, 20, Leninskaya street, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683000, Russia

<sup>3</sup>Research Centr for Geotechnology, FED RAS, 683002, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia

This paper generalizes both the authors' personal original data and all available materials obtained by home and foreign researchers when studying guyots of the Magellan seamounts.

The Magellan seamounts represent extended arc-like chain of seamounts, mainly guyots within the middle part of the East-Mariana trough. The guyots rise above the relatively flat floor of the East-Mariana trough with depths of about 5500-6000 m to the height up to 4500-4800 m and reach depth level from 1300 to 1200 m.

In 80s-90s of the XX century Magellan seamounts become an object of permanent studies for both home and foreign researchers. First of all it is connected with the fact that considerable accumulations of ferromanganesian crusts and nodules were found at the slopes and tops of the Magellan seamounts.

Though having some similar features, the guyots of the Magellan seamounts differ considerably in their geological structure, period of formation and duration of volcanic activity. They have been studied rather non-uniformly. The guyots Ita-Maitai, Dalmorgeo, Roskomnedra, Vulkanolog, TIG, Hemler, seamount Himu were studied in detail, while guyots Nakhodka, IMGIG, TOI, DVGI, seamounts D-4 and Golden Dragon are less studied. Guyots MA-3, MA-4, MA-10, MA-11, MA-27, MA-29, MA-31 and MA-38 are very poorly studied.